

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



TESIS

**“ANÁLISIS GEOMÉTRICO Y CINEMÁTICO DE PLIEGUES
RELACIONADOS A FALLAS QUE REPRESENTAN ANÁLOGOS DE
TRAMPAS DE HIDROCARBUROS EN EL GOLFO DE MÉXICO”**

PRESENTA

SAHID ABDEL RUIZ CANTU

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

DICIEMBRE, 2017



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

**ANÁLISIS GEOMÉTRICO Y CINEMÁTICO DE PLIEGUES
RELACIONADOS A FALLAS QUE REPRESENTAN ANÁLOGOS DE
TRAMPAS DE HIDROCARBUROS EN EL GOLFO DE MÉXICO**

ELABORADA POR

SAHID ABDEL RUIZ CANTÚ

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO ACADÉMICO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

DIRECTOR DE TITULACIÓN

DR. GABRIEL CHÁVEZ CABELLO

LINARES, NUEVO LEÓN

DICIEMBRE DE 2017



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

**ANÁLISIS GEOMÉTRICOS Y CINEMÁTICO DE PLIEGUES
RELACIONADOS A FALLAS QUE REPRESENTAN ANÁLOGOS DE
TRAMPAS DE HIDROCARBUROS EN EL GOLFO DE MÉXICO**

ELABORADA POR

SAHID ABDEL RUIZ CANTÚ

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO ACADÉMICO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.
ASESOR

Dr. Franciso Medina Barrera Dr. Gabriel Chávez Cabello M.C Efraín Alva Niño

LINARES, NUEVO LEÓN

DICIEMBRE DE 2017

Por este medio declaro bajo protesta, haber realizado esta tesis de manera personal y haber utilizado únicamente los medios, procedimientos y asesorías descritas en la misma.

*Sahid Abdel Ruiz Cantú
Diciembre de 2017*

DEDICATORIA

A **Dios**, por ser mi fortaleza en los momentos más difíciles, y siempre llenarme de tantas bendiciones.

A mi papá **Abraham Carmelo Ruiz Cifuentes** y mi mamá **Sonia Edith Cantú Garza**, por siempre estar ahí para mí y motivarme a dar lo mejor de mí.

A mi hermano **Abraham Alejandro Ruiz Cantú**, porque siempre he podido contar contigo pase lo que pase, y sé que siempre podré.

A mi abuelito **Braulio Cantú Garza** y mi abuelita **Juliana Garza Rodríguez**, por ser un claro ejemplo de que el trabajo duro y la humildad son fundamentales para lograr cosas grandes en la vida.

AGRADECIMIENTOS

Hay tantas personas a quienes agradecer por el apoyo que directa e indirectamente me han brindado a lo largo de este tiempo que he estado dentro del Posgrado de esta gran institución, que sería imposible mencionarlos a todos, sin embargo, es importante hacer algunas menciones distintivas.

A mi director de tesis, el Dr. Gabriel Chávez Cabello, por su valiosa ayuda durante el desarrollo de este trabajo. Su apoyo y conocimientos tanto en campo como en el aula de clases fueron valiosas herramientas que sin duda facilitaron el camino a la meta.

Al Dr. Fernando Velasco Tapia y al Dr. Carlos Aguilar Madera quienes fueron Sub-directores de posgrado durante mis primeros y últimos semestres de la maestría respectivamente, y ayudaran en todos mis trámites. A mi comité de revisión, el Dr. Francisco Medina Barrera y el MC. Efraín Alva Niño, por sus importantes aportes para mejorar los resultados finales de mi proyecto.

A mis amigos y compañeros de posgrado, quienes han hecho de estos dos años una gran experiencia: Jorge Merlo, Myriam, Julia, Xavi, Salvador, Simón (Coach), Jesús Salazar (Chucho), Meme, Daniel (Panny), Dessire, Lenny, Sergio (Máquina), Adrián Salinas, Jorge Salinas, César Ramírez, Carlos Castillejo Jovany, y Manuel Ligonio. De manera especial, gracias a Roberto Pedraza y Luis Esteban Martínez, quienes fueron mi brigada de trabajo de campo durante mis dos años de maestría.

Al Conacyt, por el apoyo brindado mediante la beca de Posgrado; a la Facultad de Ciencias de la Tierra incluyendo a todo su personal docente y administrativo, principalmente a la secretaria Karla Casas de posgrado, quien me ayudara en mis tramites del título. Al Dr. Javier Aguilar y la Dra. Yolanda Pichardo, quienes me han brindado su amistad a lo largo de todos mis años en esta institución académica. Sé que siempre podré contar con su amistad.

A mi novia Norely Vázquez, gracias por tu apoyo y tu paciencia.

CONTENIDO

LISTA DE FIGURAS	i
RESUMEN	vi
ABSTRACT	vii
CAPITULO 1	1
GENERALIDADES	1
1.1 DEFINICIÓN DE ESTILOS ESTRUCTURALES	1
1.2 TIPOS DE CINTURONES PLEGADOS Y CABALGADOS	1
1.2.1 Cinturones plegados y cabalgados de antepaís	2
1.2.2 Prismas de acreción	3
1.2.3 Cabalgaduras de frente de deslizamientos por gravedad (Toe thrust belts)	4
1.3 ESTILOS ESTRUCTURALES Y EVOLUCIÓN DE LOS CINTURONES PLEGADOS Y CABALGADOS	5
1.3.1 Deformación de cobertura	5
1.3.1.1 Estilos estructurales relacionados a deformaciones de cobertura	6
1.3.2 Deformación de basamento	13
1.3.2.1 Estilos estructurales relacionados a deformaciones de basamento	14
1.4 TÉCNICAS DE ANÁLISIS ESTRUCTURAL	17
1.4.1 Fracturas	17
1.4.1.2 Clasificación geológica de las fracturas	19
1.4.1.3 Sistemas de fracturas asociados a plegamiento	20
1.4.2 Fallamiento	22
1.4.3 Plegamiento	24
1.5 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	26
1.6 TRABAJOS PREVIOS	27
1.7 HIPÓTESIS	28
1.8 OBJETIVOS	29
1.9 METODOLOGÍA	29
CAPITULO 2	31

2 MARCO TECTÓNICO REGIONAL	31
2.1 INTRODUCCIÓN	31
2.2 NORESTE DE MÉXICO	34
2.2.1 Cinturón plegado y cabalgado de la Sierra Madre Oriental	35
2.2.2 Bloque de Coahuila	36
2.2.3 Arco de Tamaulipas	37
2.2.4 Cinturón plegado de Coahuila	38
2.2.5 Arco Burro Salado	38
2.2.6 Cuencas de antepaís	39
2.3 RECONSTRUCCIÓN DE MÉXICO	39
2.3.1 Orogenia Ouachita-Marathon	41
2.3.2 Rifting y formación del Golfo de México	41
2.3.2.1 Formación de la columna estratigráfica del NE de México	45
2.3.3 Orogenia Larámide	48
2.3.3.1 Etapas de deformación regional	51
CAPITULO 3	55
3 ESTILOS DE DEFORMACIÓN EN EL ÁREA DE ESTUDIO	55
3.1 INTRODUCCIÓN	55
3.2 SECTOR SALIENTE DE MONTERREY	56
3.3 ÁREA SUR	57
CAPITULO 4	60
4 TRAMPAS DE PETRÓLEO	60
4.1 INTRODUCCIÓN	60
4.2 TRAMPAS ESTRUCTURALES	60
4.2.1 Trampas relacionadas a plegamiento	61
4.2.2 Trampas relacionadas a fallamiento	63
4.3 TRAMPAS ESTRATIGRÁFICAS	65
4.4 TRAMPAS COMBINADAS	68
4.5 TRAMPAS HIDRODINÁMICAS	69
CAPITULO 5	70
5 ANÁLISIS ESTRUCTURAL	70

5.1 INTRODUCCIÓN	70
5.2 UNIDADES LITOLÓGICAS Y FRACTURAMIENTO	70
5.2.1 Formación Taraises	72
5.2.2 Formación Cupido	73
5.2.3 Formación La Peña	74
5.2.4 Formación Tamaulipas Superior.....	75
5.2.5 Formación Cuesta del Cura.....	77
5.2.6 Formación Agua Nueva	78
5.2.7 Formación San Felipe	81
5.2.8 Formación Méndez	82
5.3 ANÁLISIS DE DATOS.....	86
5.3.1 Paleo-esfuerzos a partir de poblaciones de fracturas	88
5.4 ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS PRINCIPALES	90
5.4.1 Sierra La Ventana (Anticlinal).....	90
5.4.2 Sierra La Cebolla (Anticlinal).....	91
5.4.3 Sinclinal La Ventana.....	91
5.4.4 Sinclinal Emiliano Carranza	92
5.4.5 Cabalgadura La Ventana – El Mediodía.....	92
5.4.6 Zona de Transferencia Casillas y Zona de Transferencia Rayones	93
5.4.7 Cabalgadura fuera de secuencia.....	94
5.4.8 Sierra La Veleta	94
5.4.9 Klippe San Isidro	94
CAPITULO 6	96
6 ANÁLOGOS DE TRAMPAS DE HIDROCARBUROS: KU-MALOOB-ZAAP	96
6.1 INTRODUCCIÓN	96
CAPITULO 7	100
7 DISCUSIÓN.....	100
7.1 INTRODUCCIÓN	100
7.2 LOCALIZACIÓN.....	102
7.3 PRODUCCIÓN HISTÓRICA	102
7.4 ESTRATIGRAFÍA	104

7.5 PALEOGEOGRAFÍA	105
7.6 EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL (EVENTOS DE DEFORMACIÓN)	121
7.7 CASILLAS, NUEVO LEÓN Y SU ANALOGÍA CON KU-MALOOB-ZAAP	123
CAPITULO 8	127
8 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	127
REFERENCIAS	129

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Sección geológica balanceada a través de un CPC de las Montañas Rocallosas (modificado de Prince, 1981 en Poblet & Lisle, 2011).....	Página 2
Figura 1. 2 Litologías involucradas en la generación de un prisma de acreción con base en el nivel de despegue (Thorburg & Kulm, 1987 en García, 2013).	Página 4
Figura 1. 3 Perfil sísmico del basamento a las afueras de la costa de Venezuela, deformado durante el Neógeno por colapso gravitacional en un margen pasivo del Mesozoico (modificado de Di Croce, 1995) (en Poblet & Lisle, 2011).	Página 5
Figura 1. 4 Sección de un segmento del cinturón Foothills de las montañas Rocallosas en Canadá que enfatiza el concepto de tectónica de piel delgada. Las líneas gruesas indican fallas (las flechas indican el movimiento relativo, el transporte es hacia el antepaís). Las fallas no penetran bajo una falla de despegue que se ubica en el plan de estratificación cerca de la base de la secuencia sedimentaria. (Modificado de Price, 1981; en Marshak & Woodward, 1988) (en Jesus-Torres, 2011).	Página 6
Figura 1. 5 Pliegue de propagación de falla (Jamison, 1987). γ es el ángulo que forman los flancos internos del pliegue, α es el ángulo de la rampa, t es el grosor del estrato, y t_f es el grosor del estrato al frente del flanco del pliegue.	Página 7
Figura 1. 6 Translación de pliegues por propagación de falla: (a) la sección no deformada; (b) plano axial del sinclinal; (c) flanco frontal del anticlinal (Mitra, 1990). Los modelos están construidos con iguales líneas de longitud en estado deformado. Los perfiles de acortamiento muestran el desplazamiento relativo entre las unidades, el cual debe ser transmitido a través de la estructura o consumido por cambios relativos de espesor (Suppe, 1985; Mitra, 1990).	Página 8
Figura 1. 7 Pliegue despegado teórico y pliegue despegado obtenido a partir de datos de campo (anticlinal de Mediano, Pirineos). Las capas de Luteciense-Bartoniense corresponden a sedimentos sintectónicos depositados durante el crecimiento del pliegue. El flanco frontal es cortado por una falla inversa (Poblet, 2004).	Página 9
Figura 1. 8 Pliegue de despegue en el cinturón plegado de abanico Mississipi, en el Golfo de México (Rowan et al, 2004). El horizonte de despegue está formado por el Triásico Superior – Jurásico Inferior de la formación salina Louann, la cual llena el pliegue del núcleo..	Página 10
Figura 1. 9 Pliegue de flexión de falla teórico y pliegue de flexión de falla obtenido a partir de un perfil sísmico (anticlinal de Lost Hill, Estados Unidos, modificado de Medwedeff, 1989).	Página 11
Figura 1.10 Estructura dúplex (Mountain city window), en los Apalaches (Mitra & Boyer, 1986).	Página 11
Figura 1.11 Sección cruzada de un abanico imbricado a dos niveles diferentes de erosión. Cada plano de falla tiene una forma de media luna ascendente, y todas las curvas son asíntotas en un sentido descendente hacia una falla basal en común.	Página 12
Figura 1.12 Sección de un segmento del cinturón Laramide de las Montañas Rocallosas en USA, que enfatiza el concepto de tectónica de piel gruesa. Las líneas gruesas indican fallas (las flechas indican el movimiento relativo, el transporte es indistinto). Las fallas penetran desde el basamento y cortan la cobertura superficial con alto ángulo (modificado de Brown, 1988 en Nemcok et al., 2005) (en Jesús-Torres, 2011).	Página 13
Figura 1.13 Imagen que muestra el comportamiento de una estructura invertida de Graben (McClay, 1995).	Página 16
Figura 1. 14 Planos potenciales de fracturamiento desarrollados en pruebas de compresión en laboratorio. (A) Fracturas de extensión, (B y C) Fracturas de cizalla (Nelson, 2011).	Página 20
Figura 1. 15 Esquema que muestra una generalización de los principales tipos de fracturas relacionadas con el plegamiento (tomado de Stearms, 1968).	Página 21
Figura 1. 16 Clasificación de fracturas en pliegues (Stearms, 1968).	Página 23
Figura 1. 17 Clasificación de los pliegues de Ramsey, 1967.	Página 26

Figura 1. 18 Plano que muestra las vías de acceso al área de estudio (SCT, 2006). La zona de estudio se encuentra dentro del rectángulo color rojo.	Página 27
Figura 2. 1 Modelo de evolución tectónica para el NE de México. Al oeste existe una mayor influencia tectónica en la estratigrafía, mientras que al este la influencia es mayoritariamente eustática (Goldhammer & Johnson, 2001 en Torres, 2011).	Página 33
Figura 2. 2 Distribución de sectores del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental: (1) San Pedro del Gallo, (2) Huayacocotla, (3) Transversal de Parras, (4) Saliente de Monterrey, (5) Valles, (6) Cuenca de Sabinas, (7) Región Zongolica, (8) Bloque de Coahuila. La nomenclatura para las ciudades queda como sigue: (T) Tampico, (M) Monterrey, (To) Torreón, (V) Veracruz, (SLP) San Luis Potosí (Eguiluz et al., 2000).	Página 36
Figura 2. 3 Imagen Landast tomada de Goldhamme & Johnson, 2001 que ilustra los principales elementos tectónicos del Noreste de México. La nomenclatura de la imagen queda como sige: (M) Ciudad de Monterrey, (S) Saltillo, (CB) Bloque de Coahuila, (SMO) cinturón plegado de la Sierra Madre Oriental, (CFB) Cinturon plegado de Coahuila, (Pa) Cuenca de Parras, (Lp) Cuenca de la Popa, (MV) Potrero Minas Viejas, (PG) Potrero García, (H) Cañón de la Huasteca, (SMF) Falla San Marcos.	Página 37
Figura 2. 4 Mapa de terrenos tectónicos de México y el norte de Centro América. Abreviaciones: (CUI)Cuicateco, (M)Mixteco, (T)Tarahumara, (Z)Zapoteco, (AB)Falla Agua Blanca, (SM)Falla San Marcos, (TMVB) Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (Sedlock, 1993).	Página 40
Figura 2. 5 Mapa paleotectónico del Noreste de México. Las abreviaciones para las ciudades son: (NL) Nuevo Laredo, (M) Monterrey, (S) Saltillo, (CV) Ciudad Victoria, y (TA) Tampico. Modificado de Goldhammer <i>et al.</i> (1991).	Página 42
Figura 2. 6 Configuración tectónica de México para el Triásico Tardío - Jurásico Temprano (Coney, 1983).	Página 43
Figura 2. 7 Configuración tectónica de México para finales del Jurásico Medio y principios del Jurásico Tardío. Durante este periodo de tiempo, un brazo del rift se separó durante el proceso distensivo y ocurrió migración de un bloque hacia el oeste, separando África y Sudamérica de Norteamérica, propiciando a su vez la apertura del Golfo de México (Modificado de Coney, 1983)..	Página 44
Figura 2. 8 Columna Cronoestratigráfica del NE de México. (Tomado de Jesús-Torres, 2011).	Página 46
Figura 2. 9 Mapa de la distribución de las masas continentales al inicio de la ruptura de Pangea. La separación y deriva progresiva de América del Norte del resto de Laurasia dio como resultado la subducción del piso oceánico bajo la margen occidental de América del norte, con consecuente aparición de los primeros rasgos orogénicos a lo largo de la cordillera (modificado de Kious & Tilling, 1996) (en Valencia-Moreno & Ortega-Rivera, 2011).	Página 49
Figura 2. 10 Mapas tectónicos simplificados del noreste del Pacífico entre 74 y 64 Ma. Las flechas indican el movimiento relativo de las placas (modificado de Bunge & Grand, 2000) (en Valencia-Moreno & Ortega-Rivera, 2011).	Página 50
Figura 2. 11 Mapa de los principales rasgos orogénicos asociados al evento orogénico Laramide en el suroeste de América del Norte y Norte y Sur de México. En color rojo se muestra la Sierra Madre Oriental (English et al., 2003; modificado de Valencia-Moreno & Ortega-Rivera, 2011). ..	Página 52
Figura 2. 12 Reconstrucción de los arcos magmáticos en México entre el Triasico Tardío y el Mioceno Temprano: (a) arco triásico-jurasico; (b) arco cretácico; (c) arco Laramide; (d) arco miocénico. MSM: Megacizalla Mojave-Sonora. Modificada de Valencia-Moreno, 1998 (en Valencia-Moreno & Ortega-Rivera, 2011).	Página 53
Figura 3. 1 Mapa de los principales anticlinales, cabalgaduras, y fallas de transcurrancia de la Curvatura de Monterrey. El área se encuentra dividida en cinco grandes regiones de diferentes estilos de plegamiento. MY-Monterrey; A-Allende; MS-Montemorelos y L-Linares (Modificado de Padilla y Sánchez, 1985).	Página 59

Figura 4. 1 Tipos de trampas en las cuales los mecanismos de plegamiento son dominantes. Las trampas relacionadas a fallamiento son (A) Fault bend fold, (B) Fault propagation fold, (C) Fault drag fold, (D) Fault drape fold (Biddle & Wielchowsky, 1994).	Página 62
Figura 4. 2 Tipos de trampas en las cuales los mecanismos de plegamiento son dominantes. Las trampas no relacionadas a fallamiento son (A) Lit off, (B) Pliegues tipo Chevron/Kink, (C) Diapiro, (D) Compactación diferencial (Biddle & Wielchowsky, 1994).	Página 62
Figura 4. 3 Tipos de trampas de hidrocarburos en los cuales el mecanismo de fallamiento normal es dominante. (A) Falla normal tipo “Cierre de puerta” con participación del basamento, (B) Falla lístrica sintética normal de despegue (Biddle & Wielchowsky, 1994).	Página 64
Figura 4. 4 Tipos de trampas de hidrocarburos en los cuales el mecanismo de fallamiento inverso es dominante. (A) Trampas de tipo Fault-bend fold (izquierda), y trampa asociada a deformación dúctil (derecha), (B) Falla de tipo “Strike slip” (Biddle & Wielchowsky, 1994).	Página 65
Figura 4. 5 Sección sísmica interpretada de la cuenca petrolífera Ghadames, ubicada al Norte de África. La sección muestra claramente la presencia de dos discordancias estratigráficas importantes: Discordancia Alpina y la Discordancia Hercynian (Underdown y Redfern, 2008.....	Página 66
Figura 4. 6 Trampas estratigráficas asociadas con discordancias. (A)Trampas que ocurren por debajo de una discordancia, (B)Trampas que ocurren por encima de una discordancia (Biddle & Wielchowsky, 1994).	Página 66
Figura 4. 7 Trampas estratigráficas secundarias. (A) Trampas creadas por una pérdida gradual de porosidad/permeabilidad hacia el tope superior de la estructura por procesos de cementación, (B) Trampas creadas por el aumento de la porosidad posterior a los procesos de la depositación (Biddle & Wielchowsky, 1994).	Página 67
Figura 4. 8 Trampas combinadas. (A) Intersección de una falla con un margen de depositación de la sección porosa y permeable, (B) Plegamiento de una depositación tipo <i>pinchout</i> (Biddle & Wielchowsky, 1994).	Página 69
Figura 5. 1 Localización de las distintas estaciones (puntos rojos numerados) donde se realizaron los levantamientos de datos estructurales (fracturas). En la esquina inferior derecha se muestra la localización del municipio de Rayones, Nuevo León (Punto blanco/morado) (Imagen tomada de Bing Maps.com)	Página 71
Figura 5. 2 Red estereográfica de fracturas de la Formación Taraises para la estación 2	Página 71
Figura 5. 3 Fragmento de roca de la Formación Cupido con un alto contenido de material fósil, principalmente rudistas.	Página 74
Figura 5. 4 Formación Tamaulipas Superior con presencia de estilolitas.	Página 76
Figura 5. 5 Red estereográfica de fracturas de la Formación Tamaulipas Superior para la estación 1..	Página 76
Figura 5. 6 Formación Cuesta del Cura con una clara presencia de bandas de pedernal, así como la clásica estratificación ondulante, de caliza estratificada con lutitas delgadas..	Página 77
Figura 5. 7 Red estereográfica de fracturas de la Formación Cuesta del Cura para la estación 3..	Página 78
Figura 5. 8 A) Manchones de óxido de hierro, B) Horizontes de lutita bituminosa..	Página 79
Figura 5. 9 Red estereográfica de fracturas de la Formación Agua Nueva para la estación	Página 79
Figura 5. 10 Red estereográfica de fracturas de la Formación Agua Nueva para la estación 6..	Página 80
Figura 5. 11 Red estereográfica de fracturas de la Formación Agua Nueva para la estación 7.	Página 80
Figura 5. 12 Horizonte bentonítico de la Formación San Felipe, mostrando su clásica coloración verdosa	Página 81
Figura 5. 13 Afloramiento de la Formación Méndez con una presencia muy marcada de fracturas de cizalla (líneas punteadas rojas) y extensión (líneas punteadas verdes)	Página 82

Figura 5. 14 Red estereográfica de fracturas de la Formación Méndez para la estación 4. .	Página 83
Figura 5. 15 Red estereográfica de fracturas de la Formación Méndez para la estación 8. .	Página 83
Figura 5. 16 Red estereográfica de fracturas de la Formación Méndez para la estación 9. .	Página 84
Figura 5. 17 Red estereográfica de fracturas de la Formación Méndez para la estación 10.	Página 84
Figura 5. 18 Red estereográfica de fracturas de la Formación Méndez para la estación 11.	Página 85
Figura 5. 19 Red estereográfica de fracturas de la Formación Méndez para la estación 12.	Página 85
Figura 5. 20 Fracturas asociadas con pliegues. La proyección estereográfica muestra las orientaciones del sistema de coordenadas, las líneas punteadas representan el rumbo y buzamiento de la estructura en las zonas donde no hay horizontalización, y las fracturas se representan por las líneas sólidas; A: ac y $0kl > a$, B: bc y $0kl > b$, C: $hk0 > a$, D: bc y $0kl > a$, E: $h0l > c$ (Twiss & Moores, 1992)..	Página 86
Figura 5. 21 Mapa estructural de la Curvatura de Monterrey mostrando direcciones locales (flechas negras) y regionales de esfuerzos (flechas en blanco) de deslizamiento por décollement (Modificado de Padilla y Sánchez, 1985)	Página 87
Figura 5. 22 Relación de esfuerzos principales en planos de falla y redes de Schmidt para Fallas Normales, Fallas Laterales, y Fallas Inversas (Anderson, 1951)	Página 88
Figura 5. 23 Mapa general de las estructuras principales del área de estudio	Página 90
Figura 5. 24 Secciones del área de estudio y sus abreviaturas: Ks-M: Formación Méndez, Ks-Sf: Formación San Felipe, Ks – An: Formación Agua Nueva, Ks – Cc: Formación Cuesta del Cura, Ki – Ts: Formación Tamaulipas Superior, Ki – Lp: Formación La Peña, Ki – Cu: Formación Cupido, RE: Rocas Evaporíticas.	Página 95
Figura 6. 1 Mapa del área de estudio que muestra, con flechas en color rojo, la dirección principal de la zona. La dirección de los esfuerzos coincide con la disposición geométrica de las estructuras en el área.	Página 98
Figura 6. 2 Mapa regional de la Saliente de Monterrey; modificado de Padilla y Sánchez, 1985. Las flechas en color rojo indican el comportamiento cinemático de las zonas de transferencia a un nivel más regional.	Página 99
Figura 7. 1 En el presente sexenio la producción ha caído alrededor de medio millón de barriles, la sobreoferta mundial ha afectado notoriamente la producción en México	Página 100
Figura 7. 2 Mapa que muestra la localización del área de KUMAZA en la provincia de la bahía de Campeche (Mitra et al., 2006).	Página 102
Figura 7. 3 Columna estratigráfica simplificada para el área de Ku-Maloob-Zaap, mostrando los periodos de tiempo de los eventos tectónicos principales (Mitra et al., 2006)	Página 104
Figura 7. 4 Paleogeografía del Triásico Superior en el área del Golfo de México. La ubicación de los <i>horsts</i> fué esquematizada por Salvador (1991c) con datos superficiales y de subsuelo. Las costas y las fronterasdel país se muestran como referencia	Página 106
Figura 7. 5 Paleogeografía del Jurásico Medio en el área del Golfo de México. En negro se muestra la distribución actual de la sal depositada durante el Calloviano. La sal afl ora en el fondo marino en dos masas, una septentrional y otra meridional, separadas por una franja sin sal. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia	Página 107
Figura 7. 6 Paleogeografía del Kimmeridgiano temprano. Para este tiempo la actividad de la Falla Transformante Tamaulipas-Oaxaca ya había cesado su movimiento lateral y tanto el Macizo de Chiapas como el Bloque Yucatán ocuparon desde entonces la posición que tienen hoy. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia.	Página 108
Figura 7. 7 Paleogeografía del Tithoniano superior. Nótese la gran extensión de las áreas de plataformas someras, en donde ocurrió el depósito de rocas ricas en materia orgánica que constituyen la principal roca generadora de hidrocarburos en el Golfo de México. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia.	Página 111

Figura 7. 8 Paleogeografía del Barremiano. Note la longitud de las barreras de arrecifes que bordean a las plataformas, así como la gran extensión de áreas con carbonatos de aguas someras. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia	Página 112
Figura 7. 9 Paleogeografía del Albiano-Cenomaniano. La sedimentación de clásticos prevaleció sobre los carbonatos hasta el Aptiano tardío, tiempo en el que los altos de basamento que estuvieron emergidos desde el Jurásico tardío fueron sumergidos bajo las aguas del mar. A partir de entonces la sedimentación de carbonatos dominó nuevamente en toda la cuenca del Golfo de México. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia	Página 114
Figura 7. 10 Paleogeografía del Turoniano-Maestrichtiano. El aporte de sedimentos provenientes del occidente y del sur se incrementó y cambió definitivamente el patrón de depósito de carbonatos a clásticos. Esta condición se mantuvo hasta el Cenozoico. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia	Página 115
Figura 7. 11 Paleogeografía de inicios del Paleoceno, cuando se ha propuesto el impacto de un meteorito en el área de Chicxulub. En este tiempo se depositó una brecha de carbonatos con una gran extensión y espesores que alcanzan los 700 m. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia	Página 116
Figura 7. 12 Paleogeografía del Eoceno tardío cuando se inició el relleno de las cuencas de antepaís de las sierras plegadas y cabalgadas del occidente del Golfo de México por sedimentos. Cuenca de Parras-San Carlos (CPSC), Cuenca de Tampico-Misantla (CTM) y Cuenca de Veracruz (CV). Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia	Página 118
Figura 7. 13 Paleogeografía del Mioceno tardío, cuando ya se habían formado las Crestas Mexicanas y los pliegues y fallas de la Cuenca de Veracruz, y de la Sierra de Chiapas-Reforma-Akal. De éstas últimas estructuras, el tramo Reforma-Akal se conoce solamente en el subsuelo	Página 119
Figura 7.14 Paleogeografía del Pleistoceno Tardío. En este tiempo ya había ocurrido el basculamiento hacia el norte de la cadena Sierra de Chiapas- Reforma-Akal por el desalojo de sal calloviana y se habían formado las cuencas de (1) Comalcalco-Salina del istmo y (2) Macuspana. La orientación de las estructuras extensionales, casi perpendicular a las compresionales.	Página 120
Figura 7. 15 Disposición estructural actual del campo Ku-Maloob-Zaap (PEMEX, 2010)	Página 121
Figura 7. 16 Comparación de la evolución estructural entre Ku-Maloob-Zaap y Casillas, Nuevo León	Página 124
Figura 7.17 Secciones geológicas de las estructuras de Ku, Maloob y Zaap. El tipo de pliegue que puede apreciarse es el pliegue de despegue fallada. El inciso A) muestra un tren de pliegues de despegue relacionados a falla clásico.	Página 125
Figura 7.18 Sección del área de estudio y sus abreviaturas: Ks -M: Formación Méndez, Ks – Sf: Formación San Felipe, Ks – An: Formación Agua Nueva, Ks – Cc: Formación Cuesta del Cura, Ki – Ts: Formación Tamaulipas Superior, Ki – Lp: Formación La Peña, Ki – Cu: Formación Cupido, RE: Rocas Evaporíticas..	Página 126
Tabla 5.1 Sistema de fracturas correspondiente a las diferentes unidades litológicas en el área de estudio..	Página 73
Tabla 5.2 Dirección e inmersión de los esfuerzos principales de las familias de fracturas 1 y 2, así como la unidad litológica a la cual corresponden	Página 89
Tabla 7.1 Datos de producción del campo Ku-Maloob-Zaap en Miles de Barriles por Día (Mbd). Tomado de la Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH, 2017)	Página 103

RESUMEN

En el presente trabajo se caracterización una cadena de pliegues análogos a trampas de hidrocarburos del Golfo de México, cerca de la localidad de Rayones, Nuevo León, dentro del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental. El estudio de esta cadena de pliegues es llevado a cabo mediante la generación e interpretación de un mapa geológico, desarrollado a partir de diferentes campañas de exploración, así como un estudio preliminar de los mapas ya existentes de la zona. El área presenta rocas sedimentarias con edades que van desde el Oxfordiano hasta el Maastrichtiano, las cuales se vieron afectadas por el evento orogénico Sevier-Laramide (80 Ma); esto generó un tren de sinclinales y anticlinales en el área, los cuales, según las direcciones de paleoesfuerzos determinadas, predomina una dirección NE del esfuerzo principal (σ_1). Es posible encontrar en el área estructuras de tipo sinclinal y anticlinal, las cuales se ven afectadas por la presencia de diferentes sistemas de fallas laterales dextrales; se reconoce también la presencia de una cabalgadura principal que recorre la zona con una orientación NW – SE. Se han cartografiado cuerpos de yesos, los cuales sobreyacen a paquetes sedimentarios con edades Cretácico Superior, lo cual podría sugerir un evento relacionado al ascenso de yesos en la zona. Mediante el desarrollo de diferentes secciones geológicas, es posible visualizar el comportamiento de los cuerpos de yesos y corroborar, de manera preliminar, que la estructura principal en la zona puede tratarse de un pliegue nucleado por rocas evaporíticas, teniéndose entonces un sistema de acortamiento sin estructuras preexistentes pero con la presencia de grandes paquetes de rocas evaporíticas en profundidad. El comportamiento de los esfuerzos principales en la zona jugó un papel importante, pues condicionó el comportamiento de los cuerpos evaporíticos, por lo que se analizó un número importante de sistemas de fracturas empleando el programa Stereonet, con el objetivo de determinar la dirección de paleoesfuerzos, y proponer un modelo geológico que explique la evolución estructural de las estructuras geológicas principales del área de estudio y su relación con los cuerpos evaporíticos que las cortan.

ABSTRACT

In the present work, a chain of folds analogous to hydrocarbon traps in the Gulf of Mexico was characterized near the town of Rayones, Nuevo Leon, within the Sierra Madre Oriental fold and thrusts belt. The study of this structure was carried out through the generation and interpretation of a geological map, developed from different exploration campaigns, as well as a preliminary study of existing maps of the area. The area presents sedimentary rocks with ages ranging from the Oxfordian to the Maastrichtian, which were affected by the Sevier-Laramide orogenic event (80 My); this generated a train of synclines and anticlines in the area, which, according to the determined paleo-stress directions, predominates an NE direction of the main deformational stress (σ_1). The area has synclinal and anticlinal structures, which are affected by the presence of different lateral dextral fault systems; the presence of a main reverse fault that crosses the area with a NW – SE orientation it's also been recognized. Gypsum bodies have been mapped, which overlay sedimentary units with Upper Cretaceous ages, which could suggest an event related to the rise of gypsum bodies in the area. By developing and analyzing different geological sections, it is possible to visualize the behavior of the gypsum bodies and corroborate, in a preliminary way, that the main structure in the area can be a fold nucleated by evaporite rocks, having then a system of shortening without pre-existing structures but with the presence of large packages of evaporitic rocks in depth. The behavior of the main deformational stresses in the area played an important role since it conditioned the behavior of the evaporitic bodies, for which an important number of fracture systems were analyzed using the Stereonet program, in order to determine the direction of paleo-stress, and propose a geological model that explains the structural evolution of the main geological structures of the study area and its relationship with the evaporitic bodies that cut them.

CAPITULO 1

1 GENERALIDADES

1.1 DEFINICIÓN DE ESTILOS ESTRUCTURALES

Un **Cinturón Plegado y Cabalgado (CPC)** es aquel ubicado en la zona externa de un orógeno, se caracteriza por carecer de metamorfismo o haberlo experimentado en grado muy bajo, y por no presentar rocas graníticas durante y al final de la orogenia. Cuando están bien desarrolladas, estas zonas consisten en un abanico imbricado de cabalgamientos y estructuras asociadas (Marshak & Woodward, 1998; Wilkerson & Marshak, 1997).

Los CPC se han formado en muchas áreas a través del tiempo geológico, y son reconocidos como el modo más común en el cual se acomoda el acortamiento de la corteza. La comprensión geométrica y cinemática de esta clase de estructuras dentro de los CPC es de gran importancia por su impacto en la exploración y explotación de hidrocarburos en el mundo (Picha, 1996; Meneses-Rocha y Yurewicks, 1999; Jia *et al.* 2006; Cooper, 2007), dado que el 14% de las reservas mundiales están en este tipo de estructuras geológicas (Cooper, 2007 en Poblet & Lisle, 2011).

1.2 TIPOS DE CINTURONES PLEGADOS Y CABALGADOS (CPC)

Los CPC son regiones clásicas de la mayoría de los cinturones orogénicos, los cuales están controlados por una tectónica compresiva. Existen registros de la presencia de estas estructuras en ambientes que son el resultado de la convergencia entre placas, zonas de subducción y de intraplaca influenciadas por la convergencia de placas vecinas donde pueden llegar a actuar los desplazamientos gravitacionales.

Realizar una síntesis de las principales características de un CPC es complejo, ya que las condiciones bajo las cuales se generan varían de manera radical de una región a otra; sin embargo, algunas características incluyen: los parámetros de la tectónica de placas bajo la cual se desarrollaron; es decir, si el basamento está relacionado a la deformación o no, la estratigrafía,

procesos de erosión y depositación sin-orogénicos, la presencia de estructuras de basamento pre-existent, etc. (Royden, 1993).

Existen CPC cuya génesis se encuentra ligada a límites de placa oblicuos sujetos a transpresión, donde todo el proceso de convergencia de la placa incluye componentes de movimiento propios de una falla transformante (Poblet & Lisle, 2011).

Dentro de la terminología de un CPC existen tres términos relacionados con el estilo de deformación resultante;

- Cinturones plegados y cabalgados de antepaís
- Prismas de acreción
- Cabalgaduras de frente de deslizamientos por gravedad “Toe thrust belts”.

1.2.1 Cinturones plegados y cabalgados de antepaís

Estos son uno de los tipos más conocidos de Cinturones Plegados y Cabalgados. Estos cinturones poseen entre 10 y 1000 kilómetros de ancho (Figura 1.1), constituyendo la zona más externa de los orógenos. Un buen ejemplo de CPC de antepaís son las Montañas Rocallosas en Estados Unidos. Típicamente esta clase de CPC implican una cubierta sedimentaria no metamorfizada, o bien, con bajo grado de metamorfismo, cuyo espesor disminuye hacia el antepaís, depositado sobre un basamento metamórfico/ígneo que se inclina hacia el transpaís, que constituye el margen pasivo continental.

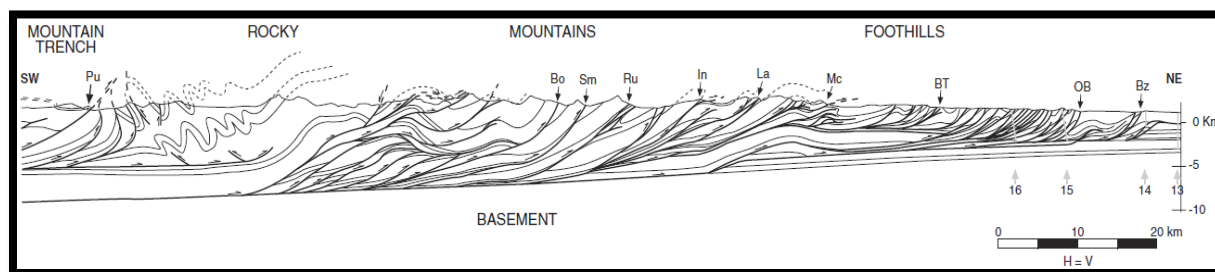


Figura 1. 1 Sección geológica a través de un CPC de las Montañas Rocallosas (modificado de Price, 1981 en Poblet & Lisle, 2011).

La deformación es confinada a la parte superior de la corteza por una zona de pliegues y cabalgaduras que se despegan de una superficie que buza hacia el área del transpaís, pero que estratigráficamente se eleva en dirección al sector del antepaís.

El efecto de carga en un CPC de antepaís crea espacios para el acomodo de material en el basamento del antepaís desarrollado frente al cinturón plegado, el cual es rellenado con restos erosionados de la cadena montañosa, y en algunos casos es afectado por un sistema de pliegues que mueve hacia adelante el basamento más viejo del antepaís. A este levantamiento, acortamiento, y transporte del basamento, se le conoce como tipo Piggy-back.

Algunos CPC pueden presentar cinturones de pizarras (Hobbs *et al.*, 1976; Twiss & Moores, 1992), que principalmente se componen de una serie monótona de sedimentos de aguas profundas sin contenido fósil. La estructura de estos cinturones se caracteriza por ser angosta y alargada, siguiendo un paralelismo conforme al cinturón orogénico. La estructura y estratigrafía de un cinturón de pizarra son difíciles de reconstruir debido a la falta de fósiles e indicadores estratigráficos, así como a la presencia de condiciones metamórficas de bajo grado (en Poblet & Lisle, 2011).

1.2.2 Prismas de acreción

Los prismas de acreción son el principal foco de deformación en las zonas de subducción; aquí los paquetes de rocas son removidos mecánicamente de la placa oceánica en subducción y acrecionados a la placa superior (Moore & Silver, 1987; von Huene & Scholl, 1991) (en Poblet & Lisle, 2011).

Estructuras como los prismas de acreción poseen una composición heterogénea en los materiales que los conforman, por lo que la estructura resultante siempre será muy variable (Figura 1.2). La estructura del prisma, así como su geometría, están fuertemente controladas por el espesor de la pila de sedimentos en subducción.

Un prisma de acreción puede llegar a mostrar abundantes pliegues a pequeña escala, clivaje, *boudinage*, y venas (vetilleo). Una de las principales diferencias entre un CPC convencional y aquellos desarrollados en prismas de acreción radica en que en este último podemos encontrar depósitos de tipo *Melange*.

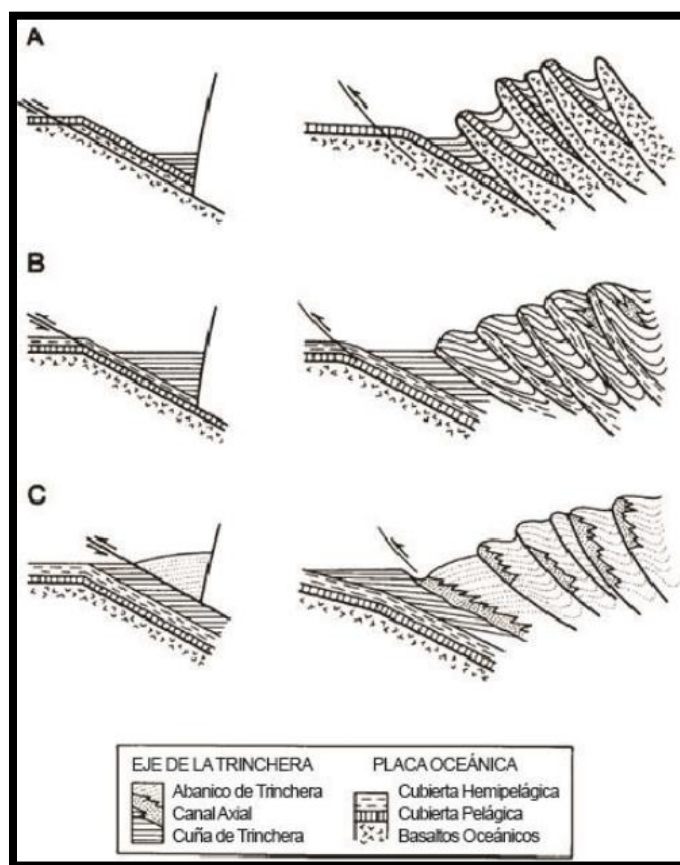


Figura 1. 2 Litologías involucradas en la generación de un prisma de acreción con base en el nivel de despegue (Thorburg & Kulm, 1987 en García, 2013).

1.2.3 Cabalgaduras de frente de deslizamientos por gravedad (Toe thrust belts)

Este tipo de Cinturones Plegados y Cabalgados posee características distintivas (Worrall & Snelson, 1989; Cobbold *et al*, 1995), pues a diferencia de otros CPC, estos no requieren de acortamiento litosférico, pues su deformación y transporte es logrado enteramente por gravedad (Figura 1.3). Las cabalgaduras de frente de deslizamientos por gravedad, generalmente, no están relacionadas con la deformación del basamento (en Poblet & Lisle, 2011), en su lugar inician en un borde donde ocurre un sistema de fallas normales que acomodan una extensión amplia (Figura 1.3).

Las estructuras contraccionales de esta clase de CPC incluyen pliegues y cabalgamientos, así como estructuras que incluyen sal o arcillas en su formación, y en las cuales se puede acomodar gran cantidad de acortamiento, pudiendo también desplazarse distancias considerables.

Estos CPC están controlados por la interacción de una gran cantidad de parámetros tales como la anchura e inmersión del borde de la cuenca, la distribución, el grosor y la reología del horizonte de despegue, la variación espacio/temporal de la carga de sedimentos, y la existencia de barreras para el movimiento de deslizamiento.

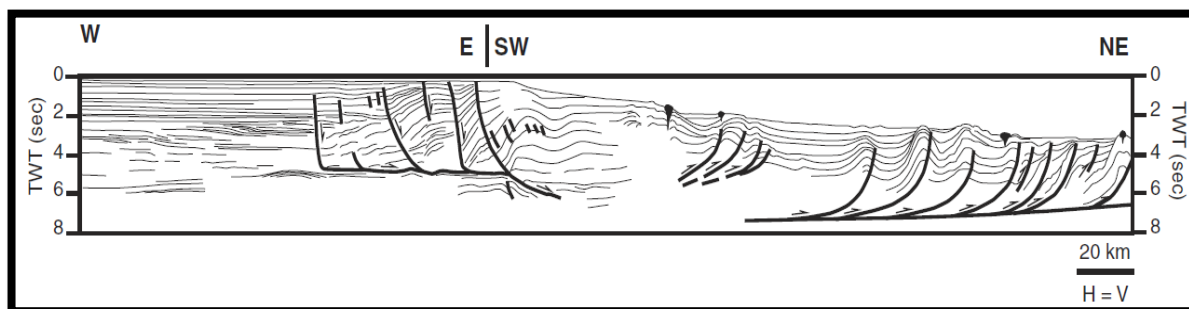


Figura 1.3 Perfil sísmico del basamento a las afueras de la costa de Venezuela, deformado durante el Neógeno por colapso gravitacional en un margen pasivo del Mesozoico (modificado de Di Croce, 1995) (en Poblet & Lisle, 2011).

1.3 ESTILOS ESTRUCTURALES Y EVOLUCIÓN DE LOS CINTURONES PLEGADOS Y CABALGADOS

El estilo de deformación de los CPC puede clasificarse dentro de dos términos principales; deformación de cobertura (*thin skin*), y la deformación del basamento (*thick skin*).

Cuando se habla de una deformación de cobertura (*thin skin*), nos referimos a aquella en la cual solo la cubierta sedimentaria ubicada sobre un despegue basal se ve afectada, mientras que para el caso de una deformación de basamento (*thick skin*), la deformación afecta primero al basamento y después se propaga a la cubierta.

1.3.1 Deformación de cobertura (*thin skin*)

Este tipo de deformación resulta si la deformación afecta solo a la cubierta sedimentaria ubicada sobre un despegue basal localizado en una capa mecánicamente débil en o cerca del contacto basamento-cobertura; esto es, deformación que no involucra al basamento como el caso de las montañas Rocallosas en Canadá (Figura 1.4).

Se ha observado que en la mayoría de los casos existe una relación en el desarrollo de pliegues y fallas en cinturones cabalgados de cobertura, por lo que se han creado modelos

geométricos cuantitativos de pliegues relacionados con fallas para explicar esta relación; tal como pliegues por doblez de falla, por propagación de falla y por despegue (Suppe, 1983; Suppe & Medwedeff, 1984; Jamison, 1987; Chester & Chester, 1990; Erslev, 1991; Epard & Groshong, 1995; Torres-Ramos, 2011). Previo al desarrollo de hojas cabalgantes en deformación de cobertura, estas deben experimentar una deformación inicial y posteriormente un despegue, el cual puede lograrse únicamente a lo largo de un despegue basal en una capa de roca de baja resistencia a la cizalla, que en el caso de pliegues de despegue puede ser móvil. La energía acumulada durante la aplicación de esfuerzos orogénicos controla la deformación y el cambio de esfuerzos dentro de la hoja de cabalgadura en movimiento y su antepaís (Yielding *et al.*, 1981; Rockwell *et al.*, 1988; Phillip *et al.*, 1992; Treiman, 1995); esta energía puede ser consumida ya sea: (1) con la propagación de nuevas fallas; (2) la reactivación de fallas preexistentes; (3) gravedad opuesta; ó (4) por deformación interna de la hoja de cabalgadura (Mitra & Boyer, 1986). Estos estilos estructurales se desarrollan cuando arcos de islas son acrecionados a bordes continentales con cuencas marinas marginales (Figura 1.3) y en cuencas foreland asociadas a arcos continentales acortados

1.3.1.1 Estilos estructurales relacionados a deformaciones de cobertura (*thin skin*)

Existen varios tipos de estructuras clásicas relacionadas a los Cinturones Plegados y Cabalgados con deformación de cobertura. El desarrollo de estas estructuras, el mecanismo de formación y su deformación interna difieren una con respecto de la otra; sin embargo, existen varias transiciones cinemáticas, controladas por acortamiento continuo, cambios en la reología, entre otros factores locales, que condicionan cada una de las estructuras que se desarrollan.

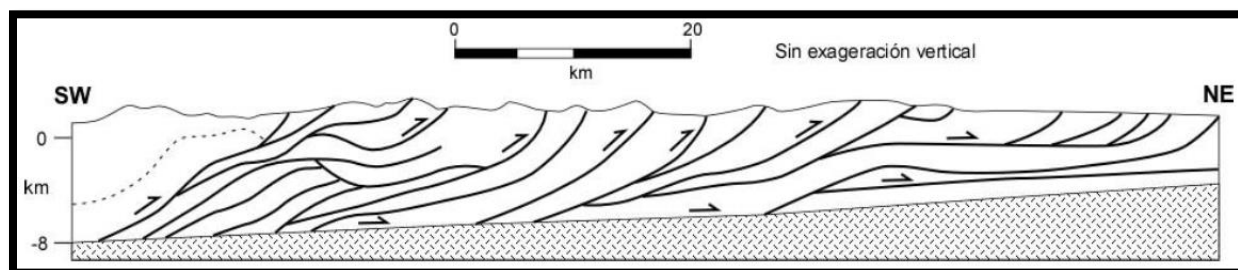


Figura 1. 4 Sección de un segmento del cinturón Foothills de las montañas Rocallosas en Canadá que enfatiza el concepto de tectónica de piel delgada. Las líneas gruesas indican fallas (las flechas indican el movimiento relativo, el transporte es hacia el antepaís). Las fallas no penetran bajo una falla de despegue que se ubica en el plan de estratificación cerca de la base de la secuencia sedimentaria. (Modificado de Price, 1981; en Marshak & Woodward, 1988) (en Jesús-Torres, 2011).

Pliegues por propagación de falla (Fault-propagation fold)

Cuando la dirección del esfuerzo de la sección de roca sometida a esfuerzos tectónicos y enterramiento, intersecta la inestabilidad del fallamiento, incluyendo al mismo tiempo la inestabilidad de plegamiento, las estructuras resultantes serán pliegues por propagación de falla.

Los pliegues por propagación de falla deberían de ser bastante raros, considerando la probabilidad estadística de que la dirección del esfuerzo intersecte tanto a la inestabilidad de la falla como a la del pliegue; sin embargo, existe el registro de varias de estas estructuras alrededor del mundo. Los pliegues por propagación de falla se desarrollan por un mecanismo descrito por el modelo de flexión-deslizante (Figura 1.5).

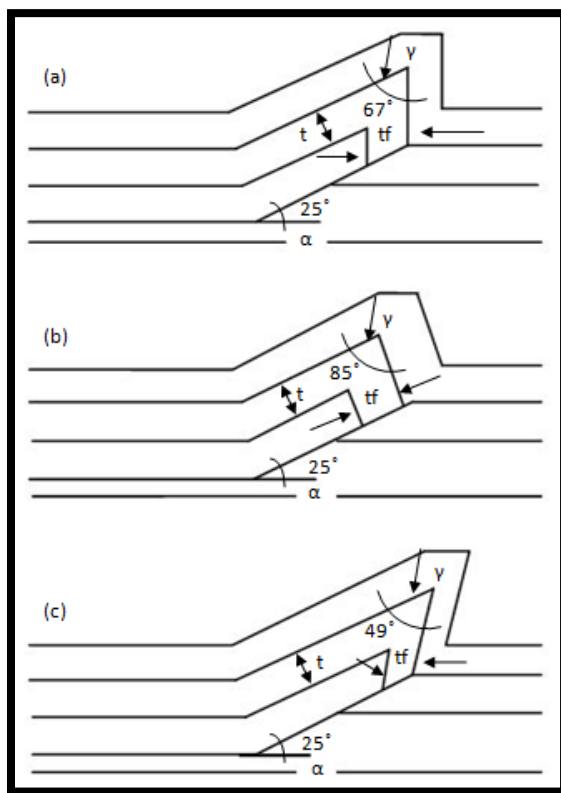


Figura 1. 5 Pliegue de propagación de falla (Jamison, 1987). γ es el ángulo que forman los flancos internos del pliegue, α es el ángulo de la rampa, t es el grosor del estrato, y tf es el grosor del estrato al frente del flanco del pliegue.

El mecanismo de propagación de falla requiere un plegamiento continuo de los estratos en el tope de la falla. Debido a la variación de las propiedades mecánicas de las unidades sedimentarias, el mecanismo puede operar solamente en algunas unidades de una secuencia de capas múltiple. Una falla puede iniciar dentro de un pliegue por propagación de falla y subsecuentemente propagarse a través de unidades adicionales, ramificarse en una serie de *splays* imbricados, o aplanarse en el desprendimiento dentro de una unidad incompetente. En cualquiera de todos estos casos, la geometría previa de los pliegues por propagación de falla puede ser modificada durante subsecuente traslación (Figura 1.6) a través de dobleces de falla.

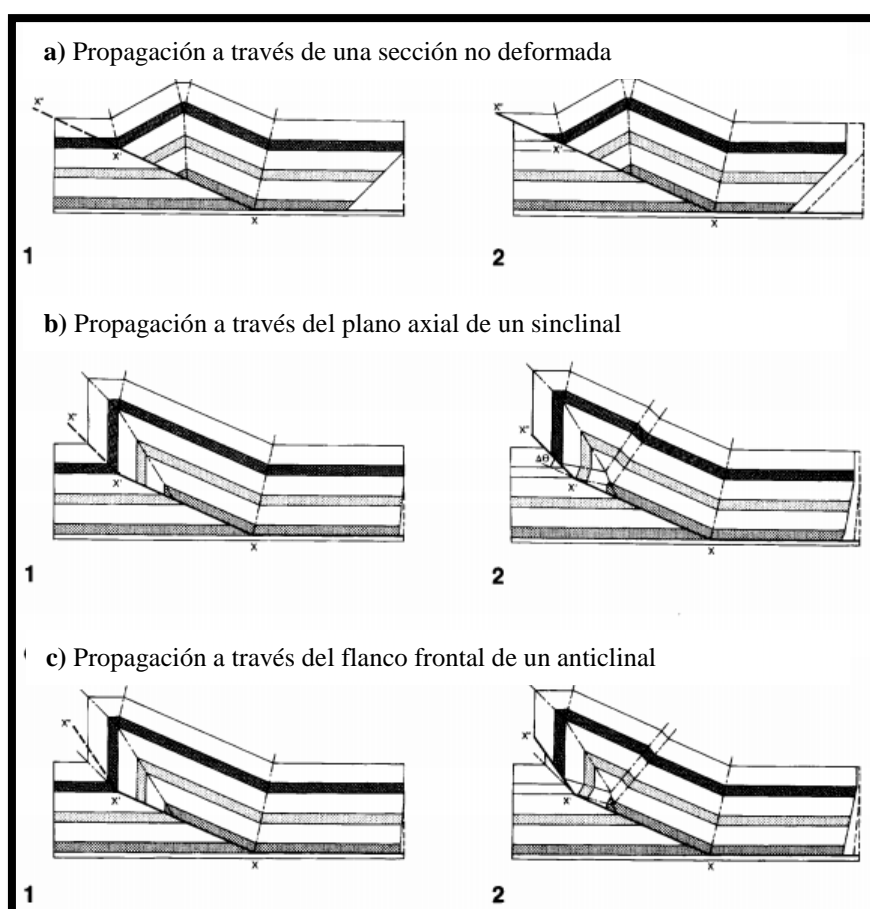


Figura 1. 6 Traslación de pliegues por propagación de falla: (a) la sección no deformada; (b) plano axial del sinclinal; (c) flanco frontal del anticlinal (Mitra, 1990). Los modelos están contruidos con iguales líneas de longitud en estado deformado. Los perfiles de acortamiento muestran el desplazamiento relativo entre las unidades, el cual debe ser transmitido a través de la estructura o consumido por cambios relativos de espesor (Suppe, 1985; Mitra, 1990).

Las estructuras simples de pliegues por propagación de falla forman importantes trampas estructurales (Mitra, 1990). Las trampas más importantes para esta clase de estructuras se localizan en la cresta de los anticlinales mayores. Como un ejemplo de esto, se tiene al anticlinal del Valle de Turner en Canadá, un importante productor de gas y aceite, el anticlinal Jaipur, otro productor importante de hidrocarburos en la India.

Se pueden llegar a formar trampas secundarias dentro de las capas deslizadas de una falla principal, y debajo de las rampas del bloque de piso de la falla. Este estilo de trampas se sabe que coexisten en el cinturón plegado y fallado en Wyoming (Mitra, 1990).

Pliegues de despegue (Detachment fold)

A diferencia de los pliegues de propagación de falla, estos pliegues no están asociados con una rampa en la falla, sino que se forman en relación con una falla paralela a las capas (Figura 1.7). Pueden generarse en la zona próxima a la terminación de un cabalgamiento, o bien en cualquier otra zona a lo largo del cabalgamiento si se produce una disminución brusca en la cantidad de desplazamiento a lo largo de este. Los pliegues despegados pueden estar limitados por un despegue inferior, por uno superior o por ambos.

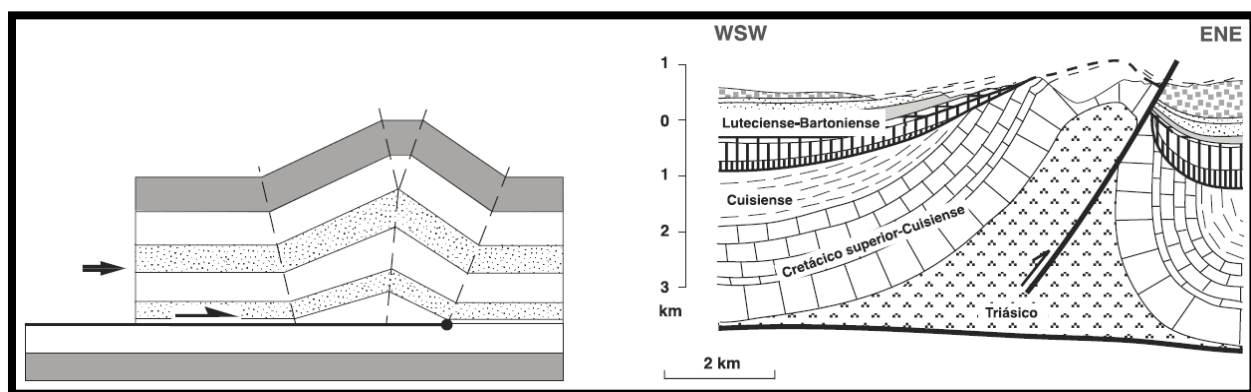


Figura 1. 7 Pliegue despegado teórico y pliegue despegado obtenido a partir de datos de campo (anticlinal de Mediano, Pirineos). Las capas de Luteciense-Bartoniense corresponden a sedimentos sintectónicos depositados durante el crecimiento del pliegue. El flanco frontal es cortado por una falla inversa (Poblet, 2004).

Los pliegues de despegue son comunes en paquetes de rocas caracterizados por variaciones significantes en su competencia, así como el espesor de cada uno de los horizontes. El horizonte de despegue es comúnmente una capa incompetente, que puede ser más o menos móvil. Ejemplos

de horizontes de despegues con poca movilidad son aquellos compuestos por carbonatos, mientras que los que poseen gran movilidad tienen una composición mayoritariamente de rocas evaporíticas o arcillosas.

El horizonte de despegue se encuentra normalmente cubierto por una capa gruesa competente, compuesta típicamente por carbonatos o siliciclastos competentes. Los mejores ejemplos de pliegues de despegue se pueden encontrar en las Montañas Jura (Buxfort, 1916), el cinturón plegado de Zagros (Stocklin, 1968), las Montañas Rocallosas en Canadá (Jamison, 1997), el cinturón plegado del abanico del Mississippi, el anticlinal de Lost Hill, Estado Unidos (Figura 1.8), en la curvatura de Monterrey (Padilla y Sánchez, 1982), entre otros.

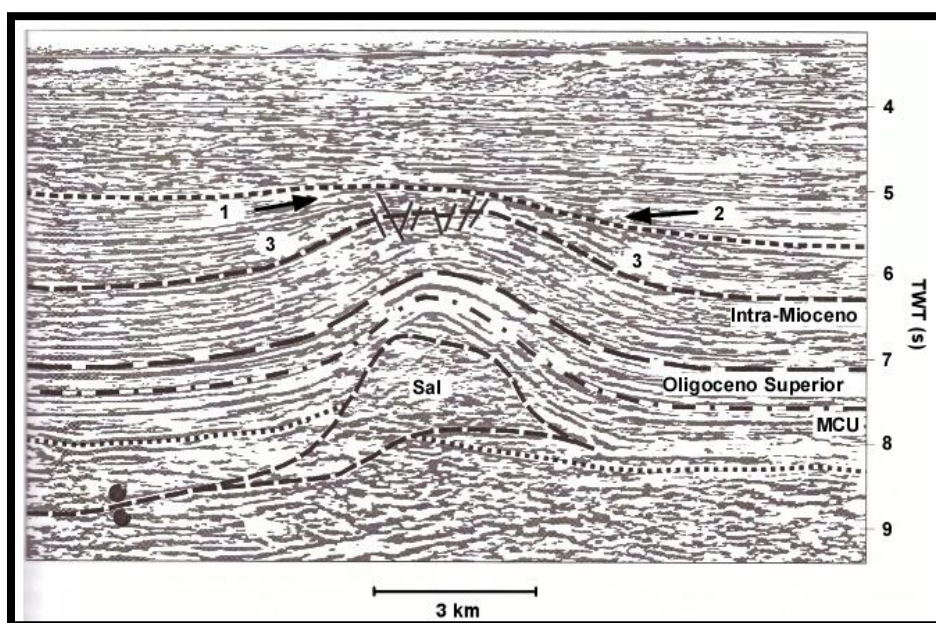


Figura 1. 8 Pliegue de despegue en el cinturón plegado de abanico Mississippi, en el Golfo de México (Rowan *et al.*, 2004). El horizonte de despegue está formado por el Triasico Superior – Jurasico Inferior de la formación salina Louann, la cual llena el pliegue del núcleo.

Pliegues de flexión de falla (Fault-bend fold)

También llamados pliegues de rampa-rellano (*ramp-flat folds*) (Rich, 1934) son aquellos que se forman como resultado del movimiento de un bloque de falla a lo largo de una superficie de falla no planar, lo cual causa la flexión del bloque de falla y por lo tanto la formación del pliegue (Figura 1.9). Aunque por lo general se forman en el bloque superior de la falla, pueden desarrollarse también en el bloque inferior o en ambos.

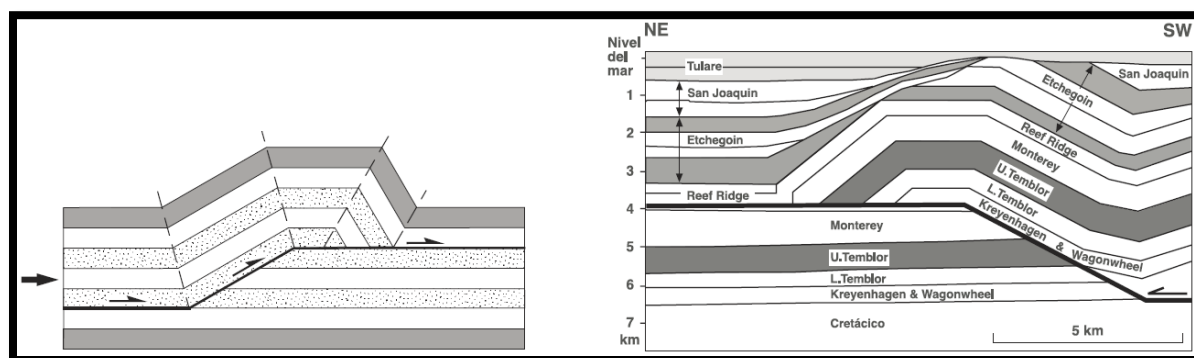


Figura 1. 9 Pliegue de flexión de falla teórico y pliegue de flexión de falla obtenido a partir de un perfil sísmico (anticlinal de Lost Hill, Estados Unidos, modificado de Medwedeff, 1989).

Existen algunos ejemplos en el mundo que muestran claramente esta clase de estructuras, proviniendo algunos de los Apalaches, el sur de los Alpes en Europa, la cordillera de Kirthar y Sulaiman en Pakistán, los Pirineos, etc.

Dúplex

Cuando la fuerza de la sección de roca sometida a sepultamiento y esfuerzo tectónico intersecta la inestabilidad del fallamiento. Antes que a la inestabilidad del plegamiento, la deformación puede resultar en el desarrollo de una estructura dúplex (Figura 1.10).

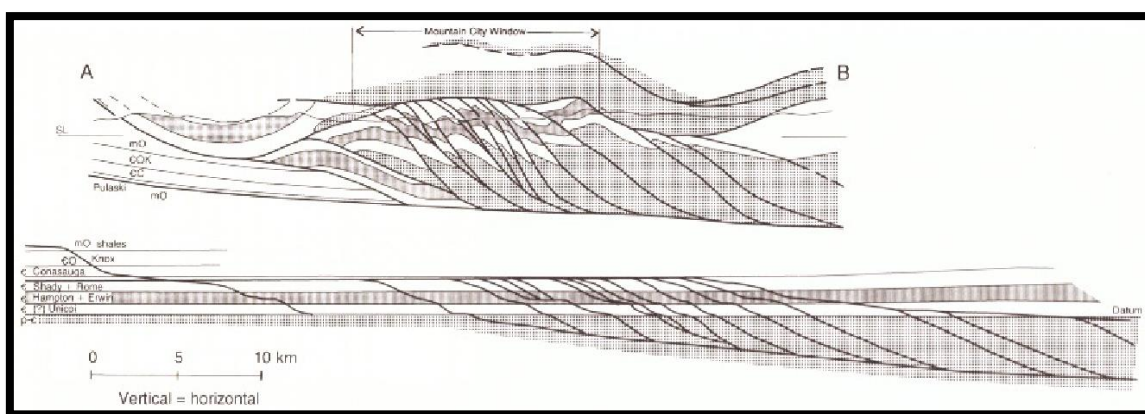


Figura 1. 10 Estructura dúplex (Mountain city window), en los Apalaches (Mittra & Boyer, 1986).

Las estructuras Dúplex pueden generarse tanto en el techo como en la base de una falla de despegue dominante, la parte frontal de una rampa anticlinal, o en el núcleo de un anticlinal (Mitra, 1986). En cada uno de estos casos, la explicación para el desarrollo del Dúplex es diferente.

Los Dúplex poseen una geometría que varía considerablemente, esta se ve controlada por la interacción de la capa inferior de despegue, la estructura dúplex y el techo de la falla.

Abanicos imbricados (Imbricated fans)

Cuando varias fallas vecinas se unen en ramificaciones estrechamente relacionadas, se dice que se tiene un sistema o una familia de fallas.

Si cada falla en un sistema repite el tamaño y forma de la falla vecina, de manera que estas se superpongan como tejas de un techo, y se encuentren buzando en una misma dirección, tendremos un sistema de abanico imbricado. Este importante tipo especial de sistema de fallas fue reconocido en 1883, cuando se definieron las estructuras *schuppen* como la repetición de los estratos por una serie de fallas paralelas, equidistantes y superpuestas (Suess, 1904, p. 112).

La estructura imbricada es una manera eficiente de acortar y aumentar el grosor de una secuencia (Bailey, 1983, p. 607). En un abanico imbricado, un enjambre de fallas con geometrías triangulares, un tanto curvas, son conformados asintóticamente hacia abajo por una única falla, mientras que hacia arriba se extienden como un abanico abierto (Figura 1.11).

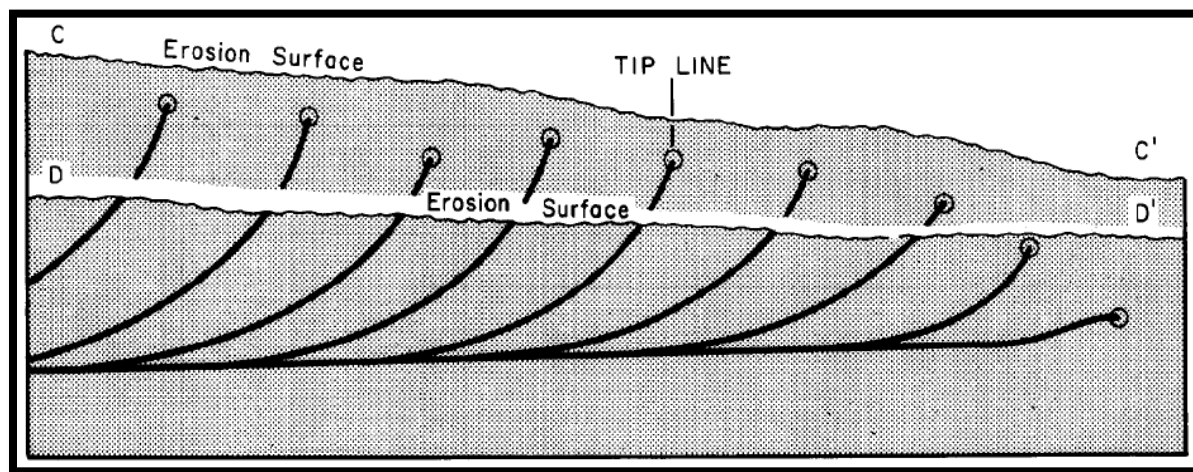


Figura 1. 11 Sección cruzada de un abanico imbricado a dos niveles diferentes de erosión. Cada plano de falla tiene una forma de media luna ascendente, y todas las curvas son asíntotas en un sentido descendente hacia una falla basal en común.

1.3.2 Deformación de basamento (*thick skin*)

Este tipo de deformación ocurre también en zonas externas pero en las que no se han desarrollado cinturones de cabalgamiento o éstos no son de cobertura, sino que en estas zonas externas la deformación involucra a toda la corteza, es decir incluyendo al basamento, en estos casos las fallas atraviesan la corteza continental completa, a este estilo de deformación se le conoce como deformación de piel gruesa o que involucra al basamento (*thick skin*); se genera por acortamiento horizontal y crecimiento vertical debido a fallamiento de rocas de basamento. La provincia Laramide en el oeste de EE.UU es uno de los ejemplos clásicos del mundo (Figura 1.12) (Dan, 1986; Brown, 1988; Dickinson *et al.*, 1988; Kulik & Schmidt, 1988), Los Alpes (Debelmas, 1989; Butler, 1992; Laubscher, 1992; Froitzheim *et al.*, 1996; Kley & Eisbacher, 1999), Atlas (Beauchamp *et al.*, 1996; Ricou, 1996; Frizon De Lamonte *et al.*, 1998).

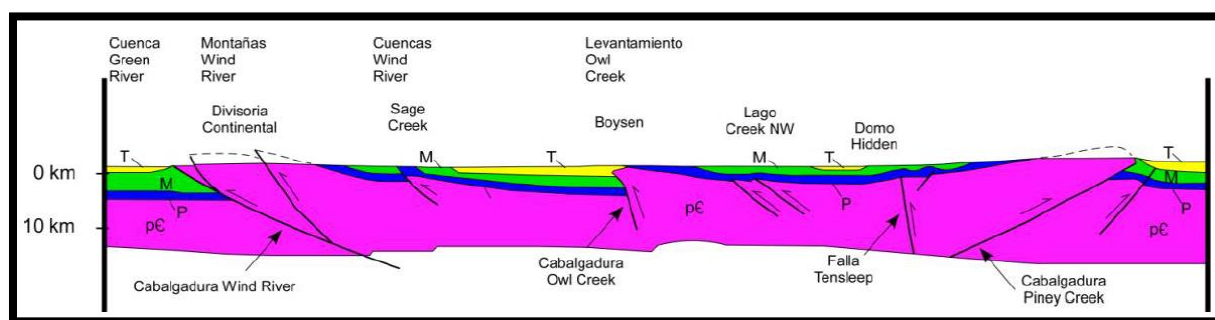


Figura 1. 12 Sección de un segmento del cinturón Laramide de las Montañas Rocallosas en USA, que enfatiza el concepto de tectónica de piel gruesa. Las líneas gruesas indican fallas (las flechas indican el movimiento relativo, el transporte es indistinto). Las fallas penetran desde el basamento y cortan la cobertura superficial con alto ángulo (modificado de Brown, 1988 en Nemcok *et al.*, 2005) (en Jesus-Torres, 2011).

Una de las estructuras clásicas que se involucran en la deformación del basamento son los *Graben Invertidos*, estos se originan por la transferencia de esfuerzos a través de fallas normales preexistentes en el bloque de piso. Pueden generarse por inversión de fallas normales en combinación con fallas de acomodo asociadas que experimentan reactivación y propagación, o por inversión de fallas normales sin fallas asociadas (Nemcok *et al.*, 2005).

Las estructuras invertidas están definidas por el desarrollo de secciones sedimentarias *sin-rift*, *post-rift* y *sin-inversión*, siendo frecuente en la reactivación de fallas normales la propagación de la falla principal dentro de sedimentos post-extensión y sin-inversión. La inversión es

controlada por la geometría de las fallas normales pre-existentes, ya que estas pueden ser lítricas, planares o presentarse en arreglos de rampa/despegue o en dominó (Mcclay, 1995); por otro lado, la inversión de la falla puede estar afectada por la dirección de acortamiento en relación a la geometría del graben. Además, es importante señalar que no todas las fallas normales pre-existentes son necesariamente invertidas al mismo tiempo, tampoco todas tienen que experimentar inversión, ya que esto depende del tipo de esfuerzos que afecta a la litósfera (Gibbs, 1987).

Otras estructuras que involucran deformación de basamento se deben a la pérdida de cohesión y fricción a lo largo de fallas pre-existentes en el basamento, resultando en plegamiento forzado de la secuencia estratificada sobre bloques rotados y levantados de basamento (Reches & Johnson, 1987; Searns, 1987), generando los clásicos pliegues tipo *drape* (de sábana; Prucha *et al.*, 1965) o en algunos casos, bloques de basamento pueden estar plegados (i. e. Berg, 1962; Blackstone, 1983; Brown, 1984^{a, b}; Narr, 1993; Narr & Suppe, 1994). Los factores que controlan la respuesta cinemática de la cubierta sedimentaria durante levantamiento del basamento son: el grado de anisotropía de la secuencia sedimentaria y la fricción entre la cubierta sedimentaria y el basamento (Johnson & Johnson, 2002a).

Cuando existe una cubierta isotrópica, el plegamiento se genera por la ampliación del flanco frontal hacia arriba desde la punta de la falla, y la inclinación de las capas hacia arriba es progresivamente más suave (Withjack *et al.*, 1990), mientras que una cubierta anisotrópica mantiene constante tanto la amplitud como la inclinación del flanco frontal (Friedman *et al.*, 1980). El grado de acople entre el basamento y la cubierta controla la dirección de desplazamiento en la cubierta sobre el bloque de techo del basamento.

1.3.2.1 Estilos estructurales relacionados a deformaciones de basamento (*thick skin*)

Para los Cinturones Plegados y Cabalgados sujetos a deformación de basamento existen algunas estructuras características, para las cuales su desarrollo, mecanismo de deformación, así como su deformación interna, difieren una con respecto de la otra; sin embargo, existen varias transiciones cinemáticas entre cada una de las estructuras a continuación mencionadas.

Graben invertidos (Inverted Graben)

Cuando el esfuerzo de una sección rocosa, sometida a enterramiento y esfuerzos tectónicos, intersecta la inestabilidad del fallamiento antes que a la inestabilidad del plegamiento, debido al decremento en la cohesión y la fricción a lo largo de fallas normales preexistentes relacionadas a *rifting*, la deformación resultará en una inversión (Figura 1.13). De acuerdo a la cantidad de esfuerzo transferido a través de la falla normal preexistente al bloque de piso, los grabens invertidos pueden formarse por la inversión de fallas normales combinadas con falla secundaria o antitética al borde del bloque de piso de falla, en casos de transferencia de esfuerzos eficiente, o bien, por la inversión de fallas normales de manera individual, para situaciones de transferencia de esfuerzos menos efectiva. Una transferencia eficiente ocurre cuando la fricción a lo largo de una falla normal preexistente es alta. Transferencias menos eficientes ocurren cuando esta fricción es menor.

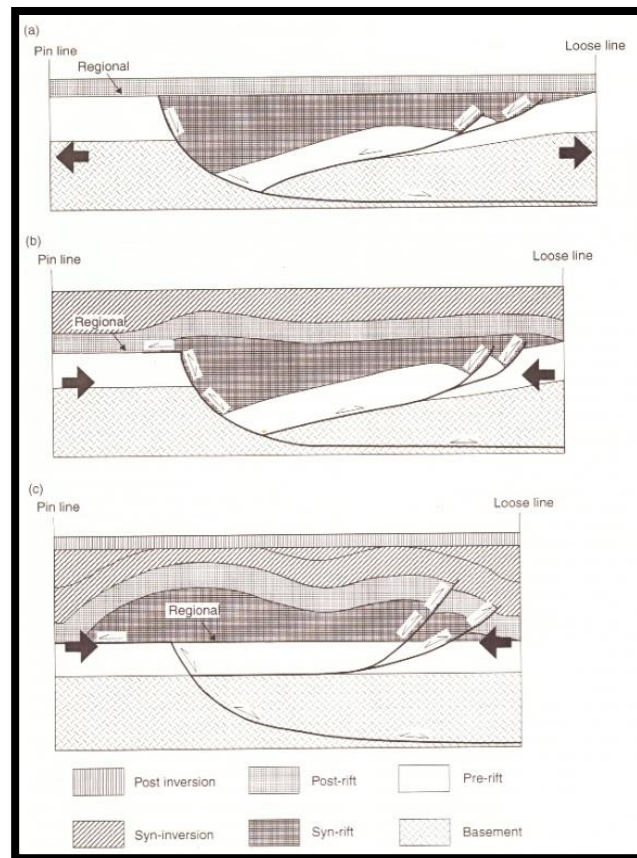


Figura 1. 13 Imagen que muestra el comportamiento de una estructura invertida de Graben (McClay, 1995)

Se pueden encontrar ejemplos de grabens en el Mar del Norte (e.g. Badley *et al.*, 1989), el norte de los Pirineos (Hayward & Graham, 1989), la provincia de Salta en el norte de Argentina (Lowell, 1995), Australia (Davis, 1983), y Bolivia (Lowell, 1995).

Las estructuras invertidas se caracterizan por varios rasgos estructurales registrados durante procesos de rifting, posteriores y durante la inversión de secciones sedimentarias. La secuencia sedimentaria que ocurre durante estos procesos se vuelve más gruesa hacia la falla normal maestra. La porción superior de la sección que ocurre durante los eventos antes descritos a lo largo de la falla normal invertida documenta una reactivación de la falla. La porción inferior preserva las características iniciales de la falla. El límite entre estas porciones es relativamente agudo.

Las localizaciones típicas de los grabens invertidos son en las zonas de antepaís orogénico (e.g., Badley *et al.*, 1989; Nalpas *et al.*, 1995) o dentro del mismo evento orogénico (Hayward & Graham, 1989; Roure *et al.*, 1993; Nemcok *et al.*, 2001). Las estructuras invertidas en el antepaís orogénico pueden localizarse muy lejos del límite entre placas continentales, lo que genera un control en el esfuerzo compresional.

Levantamiento del basamento (*Basement uplift*)

Cuando la trayectoria del esfuerzo de una sección rocosa está sujeta a enterramiento, y los esfuerzos tectónicos intersectan la inestabilidad de la falla antes que a la inestabilidad del plegamiento, debido al decremento de la cohesión y a la fricción a lo largo de fallas preexistentes en el basamento por debajo de la cobertura sedimentaria, la deformación resulta en un levantamiento del basamento. Básicamente el control de esta estructura recae en el papel de los desplazamientos impuestos a ángulos altos con respecto a la estratificación. Los patrones de elongación y acortamiento de las capas asociadas con estas flexuras mayores, implican que los levantamientos del basamento crean momentos de flexión importantes.

Ejemplos de esta clase de estructuras pueden encontrarse en el antepaís de las Montañas Rocallosas en Utah, Colorado, Wyoming, y Montana (e.g., Stearns 1971, 1978; Rodgers, 1978; Narr & Suppe, 1994; Stone, 2002), la provincia argentina de Salta frente a los Andes

(Allmendinger *et al.*, 1997), el basamento Ghadames en el norte de Argelia (Mitra & Leslie, 2003), y muchas más regiones en el mundo.

1.4 TÉCNICAS DE ANÁLISIS ESTRUCTURAL

1.4.1 Fracturas

Para poder realizar una interpretación del origen de los sistemas de fracturas en las rocas, es necesaria la aplicación conjunta de los conocimientos geológicos y los principios de mecánica de rocas. Para adentrarse en el problema es conveniente asumir que las formas o patrones de fracturamiento natural representan un estado local de esfuerzo, durante el tiempo en el que las rocas fueron fracturadas.

El fracturamiento natural de manera cualitativa, puede ser similar al de la roca equivalente bajo pruebas de laboratorio controladas, desarrollando condiciones ambientales análogas.

En general, cualquier modelo físico o matemático que represente los campos del esfuerzo y la deformación natural, pueden tener varios niveles de extrapolación que pueden ser usados como modelo de distribución de fracturas (Handin & Hager, 1957; Hafner, 1951; Nelson, 2001).

Tres tipos de fracturas han sido reproducidas en laboratorio en forma consistente y en ángulos predictibles con referencia a las tres principales direcciones de esfuerzo durante pruebas de compresión, extensión y tensión, en laboratorio. Todas las fracturas naturales en rocas caen dentro de estos tipos básicos de fracturas: cizalla, extensión y tensión.

Fracturas de cizalla

Poseen un sentido de desplazamiento paralelo al plano de fractura, estas forman algún ángulo agudo con respecto a la máxima dirección del esfuerzo compresivo principal (σ_1), y un ángulo obtuso con respecto a la dirección mínima de esfuerzo compresivo (σ_3) dentro de la muestra de roca.

Las orientaciones potenciales de cizalla se pueden desarrollar en cualquier experimento de fracturamiento en laboratorio, con uno u otro lado fuera y orientado al mismo ángulo (σ_1). El

ángulo agudo entre las fracturas de cizalla conjugadas y este depende principalmente de (Figura 1.14):

1. Propiedades mecánicas del material
2. La magnitud absoluta del esfuerzo principal mínimo (σ_3)
3. La magnitud del esfuerzo principal intermedio (σ_2) relativo a los esfuerzos máximo y mínimo (cuando σ_2 se acerca a σ_1 , el ángulo entre σ_1 y el plano de la fractura decrece).

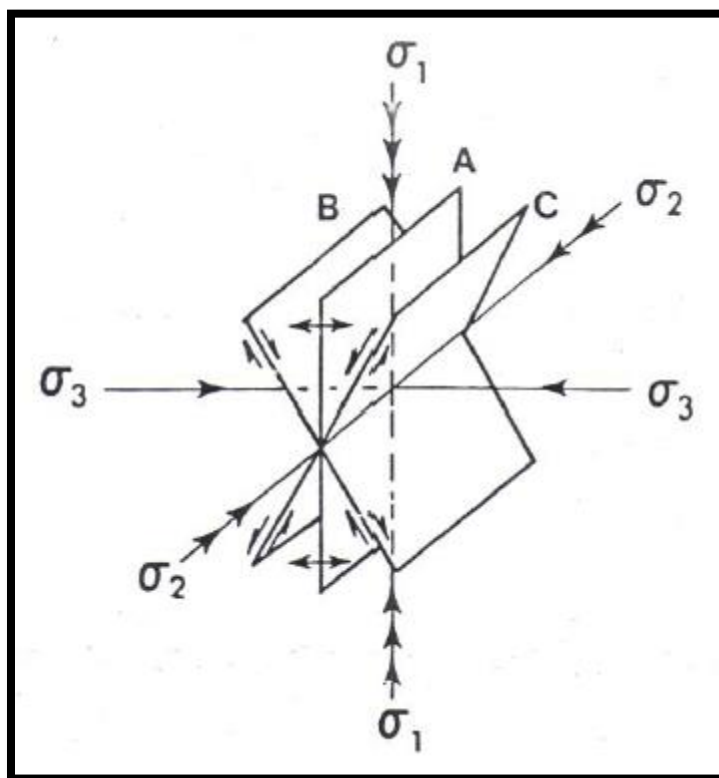


Figura 1. 14 Planos potenciales de fracturamiento desarrollados en pruebas de compresión en laboratorio. (A) Fracturas de extensión, (B y C) Fracturas de cizalla (Nelson, 2011).

Fracturas de extensión

Este tipo de fracturas son aquellas en las cuales las dos paredes de la roca agrietada se mueven a cierta distancia una de la otra perpendicularmente a la superficie, en sentidos opuestos, alejándose del plano de fractura, tal y como se representa en la Figura 1.14, donde el plano A ejemplifica precisamente este tipo de fracturas. Este plano contiene a dos ejes principales de esfuerzo σ_1 y σ_2 ; mientras que σ_3 es perpendicular a la superficie de fractura.

Fracturas de tensión

Son similares a las fracturas de extensión porque en ambos casos las paredes se separan perpendicularmente a una cierta distancia perpendicularmente al plano de fracturamiento.

Se debe tomar en cuenta que las fracturas de extensión se forman debido a una componente mínima de esfuerzo principal, que es opuesto a la generación de las fracturas de tensión que se forman por una componente mínima de esfuerzo tensional negativo.

Para cualquier estado de esfuerzo triaxial, pueden haber dos orientaciones de fractura de cizalla y una orientación de fractura de extensión. El ángulo del esfuerzo principal mayor (σ_1) bisecta el ángulo agudo entre la fractura de cizalla. La fractura de extensión es normal ó perpendicular a σ_3 , y la línea de intersección que definen las fracturas de cizalla es paralela a σ_2 (Figura 1.14).

1.4.1.2 Clasificación geológica de las fracturas

Desde el punto de vista geológico, la clasificación genética de las fracturas ha sido claramente definida por Stearns (1972) y Nelson (2001), quienes han elaborado esta clasificación tomado en cuenta las siguientes suposiciones:

1. Los patrones de fracturamiento natural (cizalla conjugada y fracturas de extensión o tensión) describen fielmente los estados locales de esfuerzo en el tiempo del fracturamiento.
2. El fracturamiento en rocas del subsuelo, desde un punto de vista cualitativo, es similar al de la roca equivalente bajo pruebas de laboratorio desarrolladas bajo condiciones ambientales similares.

Así, se asume que los patrones de fracturamiento natural, reflejan la misma geometría con respecto a las fracturas generadas al aplicar cargas sobre la misma litología en pruebas controladas en laboratorio. Asumiendo que esto es correcto, la clasificación de las fracturas naturales puede fundamentarse en el origen de las fuerzas que lo causan, basándose en los datos de laboratorio y

en la geometría de los sistemas observados, la clasificación resulta en fracturas tectónicas, regionales, contraccionales y las relacionadas en superficie.

1.4.1.3 Sistemas de fracturas asociados a plegamiento

La historia del esfuerzo y deformación se refleja en los diversos patrones de fracturamiento durante el inicio y crecimiento del plegamiento en la roca, siendo frecuentemente muy complejo. La descripción de su geometría dentro de los pliegues ha sido abordada por diversos autores pero la más comúnmente usada es la creada por Stearns (1968; Figura 1.15).

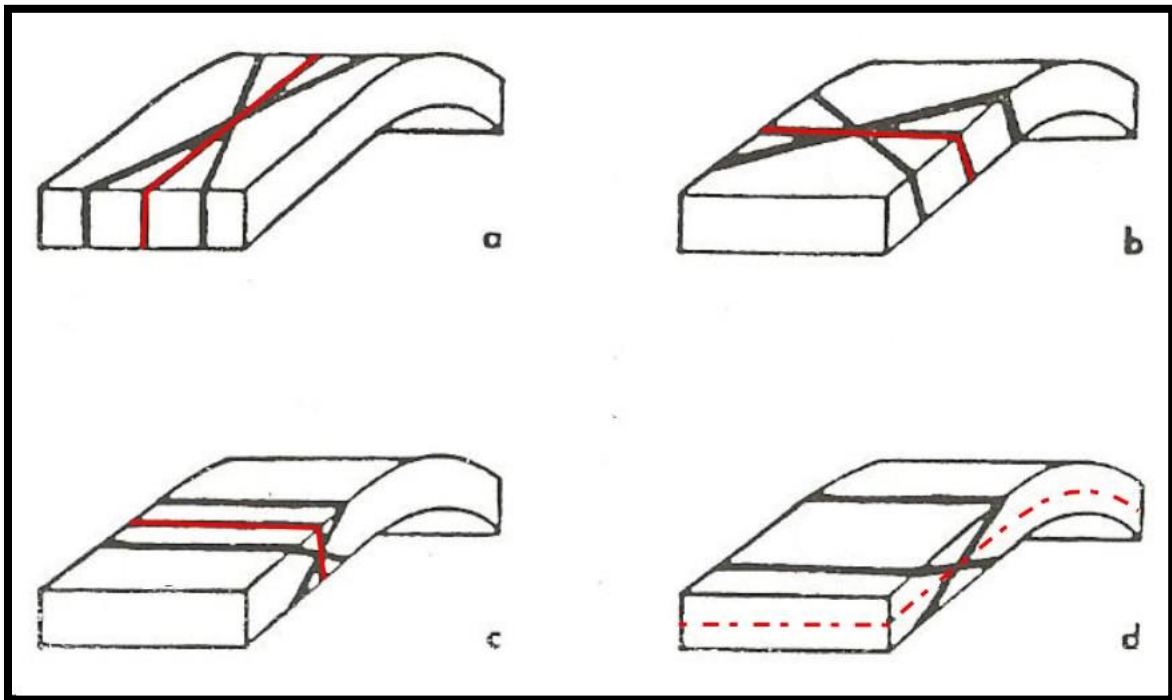


Figura 1. 15 Esquema que muestra una generalización de los principales tipos de fracturas relacionadas con el plegamiento. En cada uno de los diferentes incisos se presenta una línea color rojo que muestra donde se encuentra el esfuerzo principal σ_1 (tomado de Stearns, 1968).

Cuando se analizan fracturas involucradas en plegamientos, es conveniente la referencia con orientación dentro de un sistema de coordenadas ortogonal (a, b, c) relacionada a la geometría del pliegue y la estratificación (Figura 1.16). El eje (a) será paralelo al echado de la estratificación, el eje (b) es paralelo al rumbo de la capa y al eje del pliegue, el eje (c) será perpendicular en todas las partes del estrato. El plano de fractura de extensión que contiene a los ejes a y c es llamado plano de fractura ac; la fractura con un plano paralelo al eje b y c es llamada fractura bc, y la fractura que contiene al eje a y b es llamada ab. Estos tipos de fracturas son catalogadas como fracturas de tensión (Figura 1.16).

Por otro lado, las fracturas de cizalla se forman siempre en planos conjugados con ángulo de 60° entre sí. Estas se representan mediante una nomenclatura utilizando las consonantes h, k, l, que en un sistema de coordenadas ortogonal serían a, b y c, respectivamente. Se asigna un 0 al eje paralelo a la línea definida por la intersección de los planos de fractura de cizalla y posteriormente, se indica el eje contenido en el ángulo agudo (zona de máximo esfuerzo de compresión σ_1) que define el par conjugado de fracturas (Figura 1.16).

En las fracturas de cizalla se generan seis diferentes tipos de fracturas:

1. hk0 con ángulo agudo al eje a
2. hk0 con ángulo agudo al eje b
3. h0l con ángulo agudo al eje a
4. h0l con ángulo agudo al eje c
5. 0kl con ángulo agudo al eje b
6. 0kl con ángulo agudo al eje c

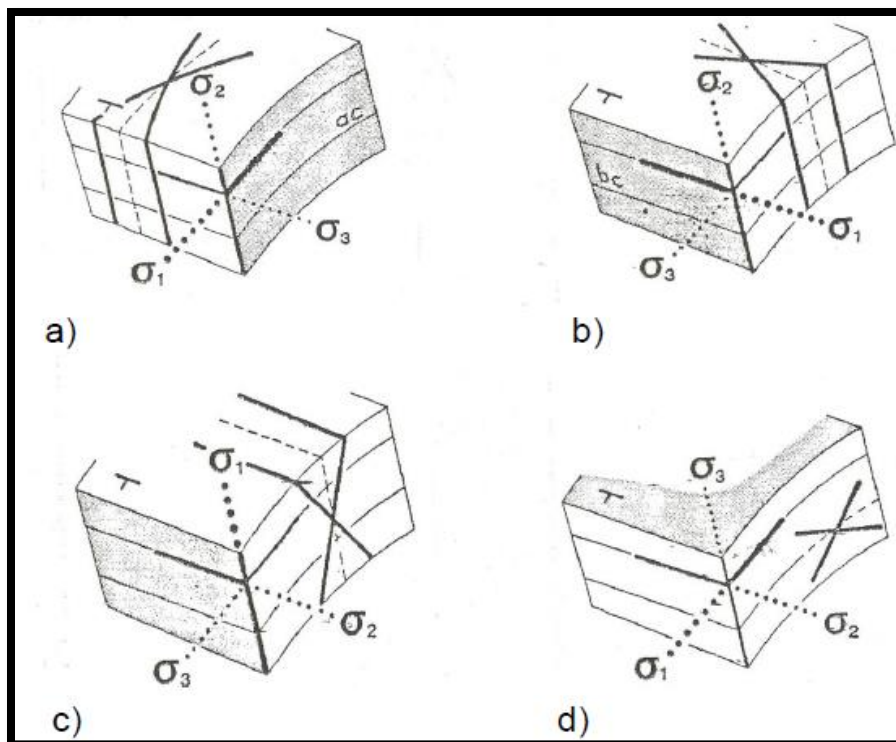


Figura 1. 16 Clasificación de fracturas en pliegues (Stearms, 1968).

1.4.2 Fallamiento

Los diversos métodos de análisis de fallas se basan en diferentes modelos que tratan de explicar las relaciones entre éstas y los esfuerzos. Tales modelos determinan las condiciones de aplicabilidad y el tipo de resultados que ofrece cada método. Se pueden establecer cuatro categorías que se presentan y definen a continuación.

Modelo de fallas conjugadas de Anderson

Basándose en el criterio de fracturación de Mohr-Coulomb, Anderson (1951) establece que, como norma general, las fallas aparecen según dos familias conjugadas que se cortan formando un diedro agudo y otro obtuso. Las estrías situadas sobre ellas son perpendiculares a la línea de intersección de los planos. En la bisectriz de los diedros agudo y obtuso se sitúan los ejes de compresión máxima (σ_1) y mínima (σ_3), respectivamente; en la línea de intersección de las dos familias de planos se ubica el eje intermedio (σ_2) (Figura 1.16).

Métodos geométricos-cinemáticos

El **método de Arthaud** (1969) parte de la base de que, eligiendo una escala adecuada, la fracturación puede ser considerada como un elemento penetrativo y globalmente homogéneo. La integración de desplazamientos a lo largo de discontinuidades muy numerosas permite definir un modelo de deformación global discontinua, referido a tres ejes principales: X (máximo alargamiento), Y (eje intermedio) y Z (máximo acortamiento). De acuerdo a este método, la estría de cada falla es la proyección sobre su plano de uno de los ejes de la deformación global discontinua, por lo cual el plano de movimiento M (plano perpendicular al plano de falla que contiene la estría y el polo de la falla) contendrá al menos uno de los tres ejes X, Y o Z. De esta forma, las intersecciones de los planos M de todas las fallas deben definir uno o dos de estos ejes.

El **método de los Diedros Rectos** (Pegoraro, 1972; Angelier & Mecheler, 1977) guarda una cierta similitud con el procedimiento de cálculo de los mecanismos focales de terremotos. Trazando un plano auxiliar perpendicular a la estría de deslizamiento, la región en torno a una falla queda dividida en cuatro diedros rectos. El esfuerzo principal mayor σ_1 queda contenido en los diedros de compresión, y el menor σ_3 en los de extensión. La superposición de los diedros de extensión y de compresión de todas las fallas de una población definirá la orientación más probable de σ_3 y σ_1 , respectivamente.

Métodos dinámicos basados en la ecuación de Bott

La ecuación de Bott (1959) determina la orientación de la componente de cizalla sobre un plano en función de dos parámetros, la orientación de éste respecto a los ejes de esfuerzos y la relación entre los valores de los esfuerzos principales:

$$\tan \Theta = (n/lm) (m^2 - (1 - n^2) R)$$

donde $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$

l y m = cosenos directores del plano de falla

Θ = cabeceo de la componente de cizalla sobre el mismo

σ_2 = esfuerzo principal vertical

$\sigma_y > \sigma_x$ = esfuerzos horizontales.

Suponiendo que la estría de falla refleja la dirección de esa componente de cizalla, la ecuación de Bott proporciona una base sencilla y sólida para explicar en términos dinámicos los movimientos de plano de falla, y sirve de fundamento teórico a la mayor parte de los métodos analíticos y gráficos de análisis de paleoesfuerzos.

Métodos basados en el modelo de Reches

El modelo de Reches (1978, 1983) considera que el proceso de fracturación se produce bajo unas condiciones límite determinadas por los ejes de deformación y no por los ejes de esfuerzos. En este modelo se prescinde del significado que puedan tener las estrías de deslizamiento, centrando toda la atención en la distribución geométrica de los planos de fracturación.

Partiendo del concepto cristalográfico de sistema de deslizamiento, y suponiendo que en la roca existe un número infinito (o muy elevado) de discontinuidades previas con orientaciones distintas, Reches formula el principio de que un cuerpo rocoso adopta una deformación tridimensional mediante el movimiento de las fracturas que requieren menor energía. Para acomodar una deformación tridimensional basta con que actúe un sistema formado por cuatro familias de fallas con simetría ortorrómbica; la disposición de estos planos puede ser predicha considerando que las fallas deben vencer, para moverse, las fuerzas cohesivas y las fuerzas friccionales.

1.4.3 Plegamiento

Los pliegues son manifestaciones de la deformación dúctil en la superficie de la tierra, y se forman en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas como respuesta a los esfuerzos aplicados asociados con movimientos de placas y formación de cinturones montañosos en un tiempo determinado. Su geometría es variable y refleja la reología de la roca, las condiciones de deformación y el radio de la deformación.

Aparecen en todas las escalas como estructuras aisladas o formando parte de un sistema de plegamiento, y son el resultado de una deformación continua.

Dado que existen variaciones de curvatura según la orientación del corte efectuado, la dificultad para el análisis de pliegues en tres dimensiones puede ser importante. La proyección estereográfica ayuda a este análisis mediante el estudio de las orientaciones de los distintos elementos determinantes en la descripción de los pliegues que, junto con su forma, van a definir completamente el pliegue. Estos elementos son los siguientes:

1. Flancos: Partes de la superficie plegada comprendidas entre dos zonas de charnelas sucesivas.
2. Línea de charnela: Línea de máxima curvatura de la superficie plegada.
3. Eje de pliegue. Línea imaginaria, que moviéndose paralelamente a sí misma en el espacio, genera la superficie plegada. Tiene orientación, pero no localización. En pliegues cilíndricos coincide con la línea de charnela.
4. Superficie axial o Plano axial: Superficie que contiene a las sucesivas líneas de charnela de todos los estratos plegados. Para su estudio, se refiere a un plano.
5. Ángulo interflanco: Ángulo que forman entre sí los dos flancos del pliegue, medido en un plano perpendicular a ellos. De los dos ángulos posibles, agudo y obtuso, el ángulo interflancos es el que contiene al plano axial del pliegue. Si no se conoce la orientación del plano axial, se asimila al plano bisector de este ángulo en una de sus dos posibilidades: mayor o menor de 90° . Se elegirá el que proceda en función de las características del pliegue.

La clasificación más usada en CPC es la de Ramsay (1967), en pliegues 1A, 1B, 1C, clase 2 y 3.

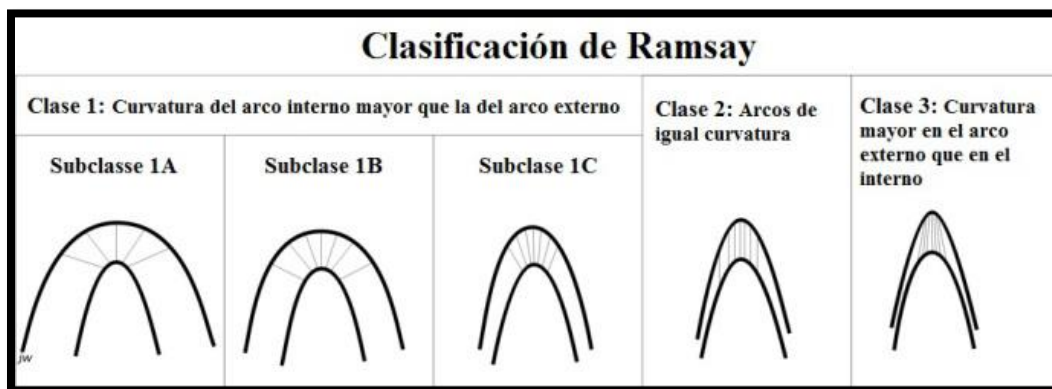


Figura 1. 17 Clasificación de los pliegues de Ramsey, 1967.

1.5 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza a 37 km al NW de Rayones, N.L., en el poblado de Casillas, en Nuevo León. Esta zona pertenece a la provincia morfotectónica de la Sierra Madre Oriental (SMO), encontrándose en la subprovincia Curvatura de Monterrey, en una zona que Padilla y Sánchez (1985) define como Área Sur, y a la cual se encuentran relacionadas estructuras de tipo anticlinal y sinclinal apretados, recostados, asimétricos en su mayoría, con una vergencia general hacia el noreste.

Existen dos accesos para llegar al área de estudio, el primero de ellos se encuentra al Norte de la ciudad de Linares, N.L., tomando la Carretera Federal # 85 hasta el entronque con la carretera Montemorelos – Rayones que conduce al municipio de Rayones, y una vez aquí, tomar el camino a Casillas desde la cabecera municipal (Figura 1.18). El segundo acceso se encuentra tomando la Carretera Federal 57D hacia el Sur, desde el municipio de Arteaga, Coahuila, hasta el entronque con la Carretera a Los Lirios, donde se tomará esta ruta hasta topar con la intersección con la carretera estatal 20, para posteriormente continuar sobre este camino hasta encontrar la desviación hacia la Ruta Los Lirios, continuando derecho por esta ruta durante aproximadamente 50 km hasta el poblado de Casillas.

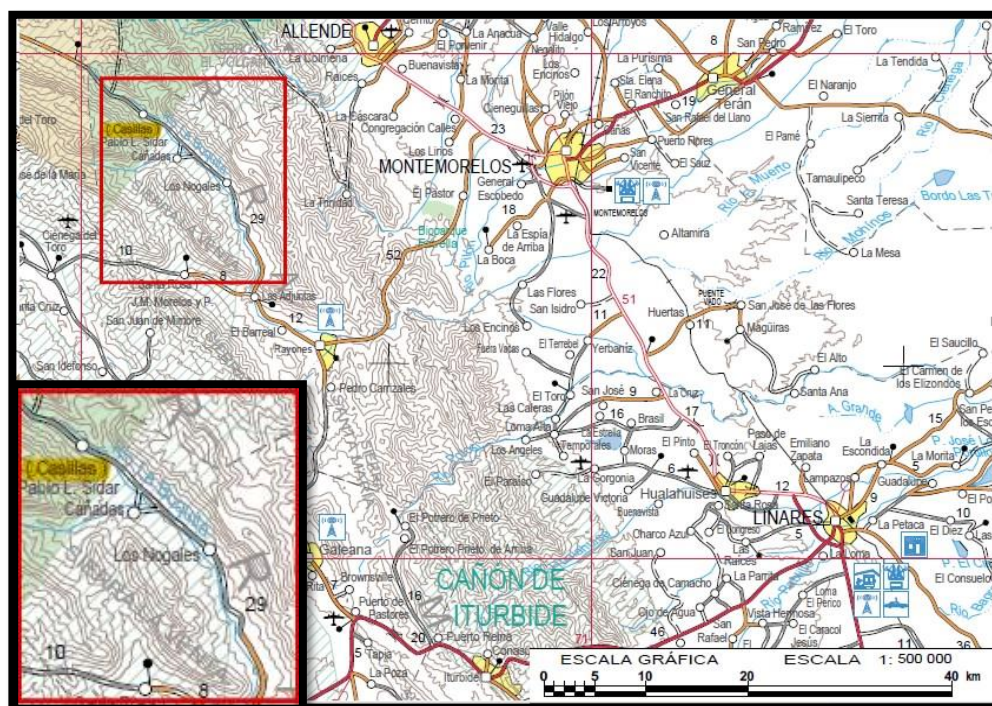


Figura 1.18 Plano que muestra las vías de acceso al área de estudio (SCT, 2006). La zona de estudio se encuentra dentro del rectángulo color rojo, y el negro muestra una ampliación.

Geográficamente la zona se encuentra limitando al Norte con la Sierra La Cebolla, y una porción de la Sierra California, al Sur y Sureste con la Sierra La Ventana, y Sierra El Mediodía, mientras que de Este a Oeste se encuentra limitando con la Sierra La Velea, Sierra La Cuesta, y Sierra California.

Dentro del área correspondiente al poblado de Casillas, las estructuras con las que se trabajó corresponden a la Sierra La Ventana, La Cebolla, y la Sierra El Mediodía.

1.6 TRABAJOS PREVIOS

La Sierra Madre Oriental (SMO), representa una de las provincias morfotectónicas más importantes del país; su estudio es relevante para poder generar información en diferentes aspectos de las ramas de las geociencias, pues aquí se han realizado estudios tanto geoquímicos (Alvarado-Molina, 2004), como paleontológicos, isotópicos, estructurales, sedimentarios, petroleros, geofísicos (Prado-Gómez, 1997), etc.

Petróleos Mexicanos (PEMEX), realizó una gran cantidad de estudios a lo largo y ancho de la SMO, ya que mediante estos se pueden generar resultados que permitan comprender el comportamiento de los yacimientos petroleros del Golfo de México. PEMEX realizó varias cartografías geológicas, secciones geológicas estructurales, así como una diversidad de estudios geofísicos y paleontológicos.

En la SMO se han llevado a cabo estudios con enfoques isotópicos/estructurales, donde la creación de modelos de propagación de la deformación son el objetivo principal. Esta clase de modelos permiten al geocientífico comprender mejor el comportamiento de una estructura a través de tiempo. Fítz-Díaz *et al.* (2014) generaron esta clase de modelos mediante dataciones radiométricas, empleando el método isotópico Ar/Ar.

Varias tesis de maestría y doctorado han sido desarrolladas en la SMO, por parte de instituciones educativas de alto prestigio a nivel nacional, como por ejemplo la Facultad de Ciencias de la Tierra en Linares, Nuevo León, siendo tal el caso de Chávez-Cabello (1996), Medina-Alemán (2001), Torres-Ramos (2004), Delgado-García (2005), Treviño-Hernández

(2007), Michalzik (1987), Götte (1990), Chapa-Guerrero (1993), Medina-Barrera (1996), Jasso-Saldaña (2008) y Porras-Vázquez (2009), entre otros.

Algunos trabajos incluyen el análisis de los estilos estructurales de la SMO; dentro de este rubro es posible encontrar publicaciones de Padilla y Sánchez (1985), Marrett & Aranda-García (1999), Eguiluz *et al.* (2000). Estos trabajos permiten conocer con un mayor detalle la evolución de la SMO.

La presente investigación pretende contribuir en la solución de los problemas, que la industria del petróleo atraviesa, los cuales poseen una dificultad cada vez mayor. En México la industria petrolera debe enfrentarse en mayor parte a retos impuestos por yacimientos carbonatados naturalmente fracturados. En estos sistemas, los cambios en la porosidad debido a procesos de disolución y diagenéticos, la existencia de complejos e intrincados sistemas de fracturas asociados a fallamiento y/o plegamiento, crean desde micro-fracturas hasta canales de alta conductividad que originan cambios en las propiedades petrofísicas que afectan el fenómeno del flujo (Padilla-Toledo, 2013).

La problemática de los yacimientos asociados a estructuras plegadas y falladas hace necesario llevar a cabo análisis de modelos estáticos y dinámicos para determinar condiciones favorables de producción en pozos cercanos a zonas de falla (Padilla-Toledo, 2013).

Debido al marco de estos retos y cuestiones relacionadas a los yacimientos naturalmente fracturados asociados a fallas y/o pliegues, se decidió realizar una investigación en este tema, a razón de poder contribuir en la solución de esta clase de problemática en la industria.

1.7 HIPÓTESIS

Los modelos finales de pliegues relacionados con fallas en Cinturones Plegados y Cabalgados (CPC), presentan características geométricas típicas entre sus flancos (longitud y buzamiento), y mesoestructuras asociadas a su evolución cinemática.

La Sierra de La Ventana es un clásico pliegue complejo relacionado con fallamiento, expone elementos estructurales suficientes para su análisis, clasificación y comparación con trampas de hidrocarburos análogos actualmente activas en el mundo.

1.8 OBJETIVOS

Entender los diversos factores que controlan el desarrollo de importantes trampas de hidrocarburos en sistemas petroleros activos en el mundo, y que representan análogos de estructuras expuestas en la SMO. Se analizan las variaciones geométricas y cinemáticas de las estructuras en la localidad de Casilla, N.L. Para poder cumplir con este objetivo, se requiere alcanzar los siguientes objetivos particulares:

- I. Documentar información estructural con fallas, planos de estratificación, foliación, estilolitas, ejes de pliegues, espesores de flancos, entre otros, en las estructuras geológicas presentes en el área de estudio.
- II. Obtener columnas estratigráficas de la zona.
- III. Determinar los tipos de trampas presentes en la zona
- IV. Establecer la distribución espacial de las trampas dentro de la zona de estudio
- V. Generar un modelo de evolución estructural de las trampas de hidrocarburos.

1.9 METODOLOGÍA

La presente tesis se llevó a cabo en tres etapas:

I. Gabinete: Revisión bibliográfica e integración de mapas preliminares:

Se llevó a cabo una revisión amplia acerca de los principales modelos tectónicos relacionados con estilos de deformación en cinturones plegados y cabalgados (deformación de cobertura y de basamento), frentes de montaña y sus estructuras más comunes, así como de los factores que controlan el desarrollo de las estructuras presentes en estos. En esta etapa del estudio, se digitalizaron secciones y mapas geológicos sobre los cuales se definieron las estructuras principales, esto con el fin de tener una base para el trabajo de campo.

II. Etapa de Campo:

El presente estudio se fundamentó en trabajo de campo, el cual consistió en la realización de secciones geológico - estructurales.

Adicionalmente, se colectaron datos estructurales como: fallas, fracturas, ejes de pliegues, planos de estratificación, entre otros. Estos datos se documentaron en zonas específicas de las estructuras para ser empleadas en la clasificación de las mismas.

III. Gabinete: Análisis de datos:

Se llevó a cabo una correlación espacial de las estructuras para determinar su extensión y variación geométrica lateral y vertical. Finalmente, el análisis estructural de las secciones regionales fue complementado con el balanceo de las secciones estructurales (2D-move) para establecer el modelo geométrico y cinemático del área de estudio.

CAPITULO 2

2 MARCO TECTÓNICO REGIONAL

2.1 INTRODUCCIÓN

La mayor parte de México es una amalgama de terrenos adheridos al Sur de los Estados Unidos. Según lo anterior, la evolución del país, hablando geológicamente, ha estado controlada por la acreción de terrenos tectonoestratigráficos a través de límites transformantes o convergentes en diferentes tiempos geológicos, siendo los terrenos consolidados al núcleo de México principalmente por emplazamiento de magmas (Campa & Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994; Keppie, 2004).

La región Noreste de México reúne al este la provincia del Golfo de México y al oeste la provincia del Pacífico. Estas provincias tectonoestratigráficas son subregiones de grandes dimensiones que poseen, cada una de ellas, una evolución tectónica distintiva y diferentes entre sí, dando como resultado que cada uno de estos tenga diferentes paquetes estratigráficos. Estas provincias están caracterizadas por estilos estructurales únicos, así como diferentes basamentos (de Cserna, 1989; Sedlock *et al.*, 1993; Moran-Zenteno, 1994). Las diferencias en la estratigrafía son muestra clara de la respuesta subregional a la interacción de las provincias tectónicas, los cambios eustáticos en el nivel del mar, y los tipos y fuentes de sedimentos.

La provincia del Golfo de México y su evolución tectónica durante el Mesozoico es dominada por el desarrollo de un margen pasivo asociado con la apertura del Golfo de México, encontrándose este evento sobreimpreso por los efectos no ígneos de la orogenia Larámide (Salvador, 1987, 1991a, b, c; Pindell, 1985, 1993; Ross and Scotese, 1988; Pindell *et al.*, 1988; Pindell & Barret, 1990; Bartok, 1993; Marton & Buffler, 1993). La evolución estratigráfica está dominada principalmente por eustatismo (Todd & Mitchum, 1977; Vail *et al.*, 1984; Haq *et al.*, 1987; Scott *et al.*, 1988; Goldhammer *et al.*, 1991; 1998a, b; Scott, 1993; Yurewicz *et al.*, 1993; Lehmann *et al.*, 1998).

Una clara distinción se presenta para la provincia del Pacífico en comparación con la del Golfo de México, en el hecho de que su estilo de evolución de basamento tuvo poco que ver con la evolución tectónica del Golfo de México, siendo así que los patrones de relleno estratigráfico son principalmente una función directa de tectonismo relacionado a la tectónica mesozoica del Pacífico y el aporte de sedimentos. Durante el Mesozoico, en el margen del Pacífico de México existió un complejo de arcos volcánicos-plutónicos (Tardy, 1977; Sarvái *et al.*, 1982, 1986; Araujo-Mendieta & Arenas-Partida, 1986; Sedlock *et al.*, 1993).

La configuración estructural y estratigráfica reconocible de la región Noreste de México inicia con el evento orogénico Ouachita-Marathon durante el Permo-Triásico (Goldhammer, 1999). A partir del mismo, la evolución paleogeográfica desde el Mesozoico hasta el Cenozoico del noreste de México se relaciona estrechamente con la apertura y evolución del Golfo de México (Salvador & Green, 1980; Anderson & Schmidt, 1983; Winker & Buffler, 1988; Wilson, 1990).

Basados en ideas de Tardy (1977), de Cserna (1979, 1989), Limón (1989), Córdoba *et al.* (1980), Dickinson (1981), Servái *et al.* (1982, 1986), y Araujo-Mendieta & Arenas-Partida (1986), Goldhammer & Johnson (2011) sintetizan el desarrollo tectónico de la provincia del Pacífico y su relación con la provincia del Golfo de México (Figura 2.1).

Tras la creación de Pangea en el Paleozoico tardío, la provincia del Pacífico sufrió dos ciclos tectónicos de apertura y cierre de tras-arco producidos por la subducción relacionada al Pacífico. De acuerdo con este modelo, la primera fase de extensión tras-arco ocurrió en el Triásico Tardío hasta el Jurásico Medio, formando así el surco de Chihuahua y el geosinclinal mexicano del norte, al oeste del bloque de Coahuila. Al este del bloque de Coahuila la rotación en un sentido anti-horario de Yucatán fuera del Golfo de México, resultó en una fase de *rift* de la provincia del Golfo de México. En el Jurásico Tardío, ocurrió el cierre parcial e inversión de la preexistente cuenca tras-arco. Se especula que este evento propicio el levantamiento del bloque de Coahuila.

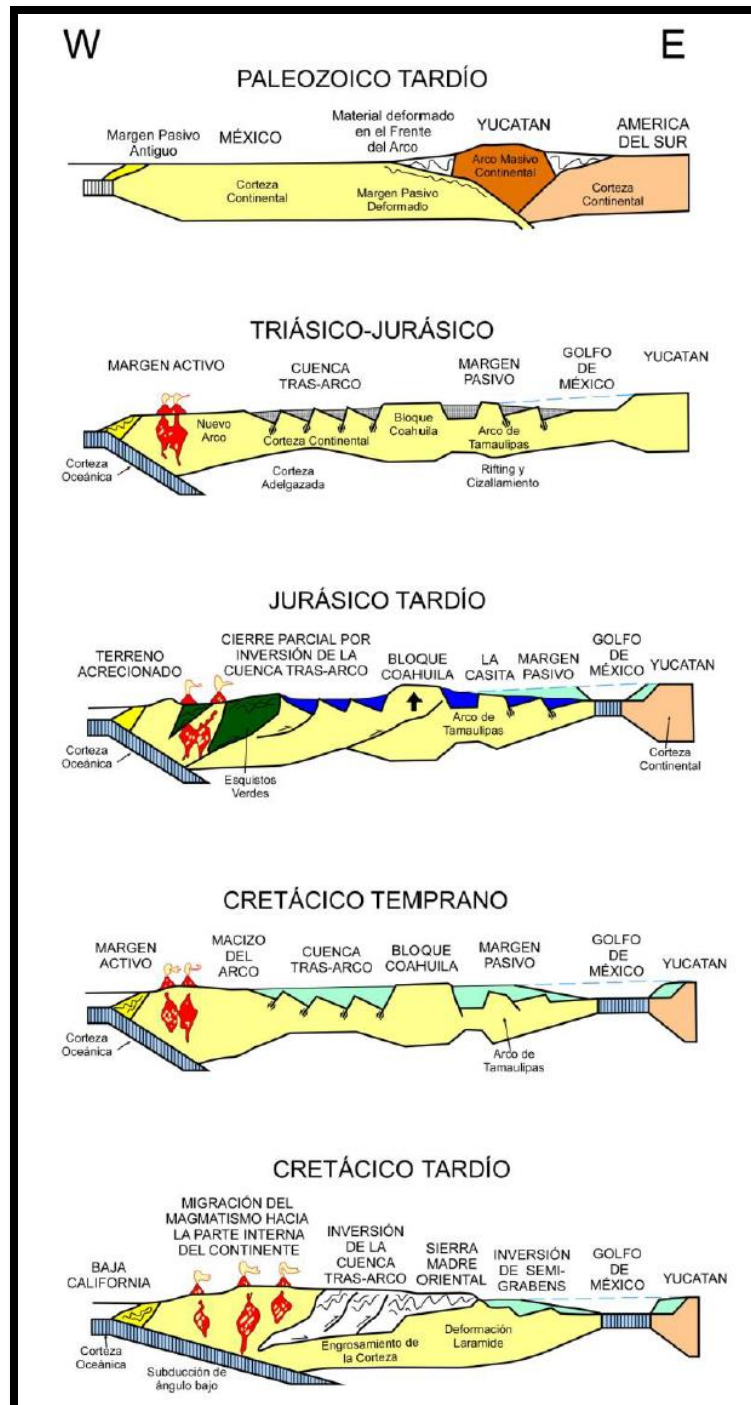


Figura 2. 1 Modelo de evolución tectónica para el NE de México. Al oeste existe una mayor influencia tectónica en la estratigrafía, mientras que al este la influencia es mayoritariamente eustática (Goldhammer & Johnson, 2001 en Torres, 2011).

En el Cretácico Temprano ocurrió la segunda fase de extensión tras-arco al oeste del bloque de Coahuila. Al este del bloque de Coahuila, la provincia del Golfo de México se encontraba en una transición a un margen pasivo por la desaceleración de la subsidencia. En el Cretácico Tardío, la provincia del Pacífico se sometió a la fase Laramídica de cierre e inversión del Geosinclinal Mexicano del Norte, y surco de Chihuahua, los cuales han sido sitios, desde Cretácico Temprano al Cretácico Medio, donde ocurría depósitos de flysch. En el Cretácico Tardío, el levantamiento del arco Alisitos coincidió con el levantamiento regional hacia el este y la deformación contraccional que dio origen a la formación del Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental (de Cserna, 1989; Sedlock *et al.*, 1993; Morán-Zenteno, 1994).

2.2 NORESTE DE MÉXICO

La estratigrafía y configuración estructural de noreste de México es un ejemplo representativo de una evolución tectónica compleja (Dickinson and Coney, 1980; López-Ramos, 1981; Padilla Sánchez, 1986; Salvador, 1987, 1991a, b, c; Pindell, 1985, 1993; Ross and Scotese, 1988; Pindell *et al.*, 1988; Winker and Buffler, 1988; Wilson, 1990; Pindell and Barrett, 1990; Johnson *et al.*, 1991; Bartok, 1993; Marton and Buffler, 1993; Moran-Zenteno, 1994; Gray and Johnson, 1995; Ye, 1997). Su evolución comenzó en el Permo-Triásico, después del evento orogénico Ouachita-Marathon, el cual precedió al *rifting* que experimentó la Pangea durante el Triásico Tardío hasta el Jurásico Medio, la subsecuente apertura del Golfo de México, ocurriendo posteriormente el desarrollo de un margen pasivo durante el Cretácico Temprano (Goldhammer, 1999). La evolución de estos procesos culminó con la deformación del *foreland* durante el Cenozoico Temprano, ocurriendo un tectonismo local asociado a evaporitas. La complejidad que rige al Noreste de México se ve reflejada en cada uno de los elementos estructurales que componen esta región del país, los cuales pueden observarse en la Figura 2.2. A continuación, se describen algunos elementos estructurales y sub-provincias geológicas del NE de México, esto con el objetivo de entender mejor el grado de complejidad prevaleciente.

2.2.1 Cinturón plegado y cabalgado de la Sierra Madre Oriental

La Sierra Madre Oriental (SMO) corresponde a un rasgo orográfico formado por un macizo montañoso situado al Noreste de la República Mexicana. Limitado hacia el Este por la Planicie Costera del Golfo, hacia el Sur por la Faja Volcánica Transmexicana, al Oeste por el Altiplano Mexicano y se extiende hacia el Norte hasta la frontera norte de México. La SMO es una unidad fisiográfica con más de 800 Km de longitud y de 80 a 100 Km de amplitud, siendo el rasgo tectónico más sobresaliente del NE de México.

Esta estructura es el resultado del levantamiento y deformación de rocas principalmente Mesozoicas, así como también de su basamento cristalino. Corresponde así a una franja de frente plegado y cabalgado durante la Orogenia Larámide durante el Paleoceno Tardío al Eoceno Temprano (Eguiluz *et al.*, 2000).

Desde el punto de vista estructural la SMO consiste en una cadena de pliegues elongados, con flancos de verticales a subverticales, con fallas y cabalgaduras en su mayoría con transporte tectónico hacia el antepaís, aunque en ocasiones se presentan vergencias opuestas (Padilla & Sánchez, 1985). El rumbo de las estructuras a nivel regional presenta cambios en su dirección; entre Parral, Chihuahua y Torreón, Coahuila, la orientación es NW-SE y cambia a WNW-ESE entre Torreón y Saltillo Coahuila, NE-SW entre Saltillo y Monterrey, Nuevo León, y NNW-SSE entre Monterrey y la región de Zongolica, Veracruz; así mismo, se distinguen variaciones en la longitud de onda de sus pliegues y cambios en la amplitud de la cadena deformada.

De acuerdo con los análisis estratigráficos, paleogeográficos y morfoestructurales realizados por Eguiluz *et al.* (2000), la SMO posee 6 sectores con estilos estructurales distintivos (Figura 2.2), los cuales son: San Pedro del Gallo, que corresponde al extremo noroeste de la cadena plegada; Sector Transversal de Parras, situado entre Jimulco y Saltillo, Coahuila; Sector Saliente de Monterrey, se ubica desde el poniente de Monterrey hasta Aramberri, Nuevo León; el Sector Valles localizado entre Cd. Victoria, Tamaulipas y Valles, San Luis Potosí, y el Sector Huayacocotla, entre Tamazunchale y Tezuitlán, Puebla.

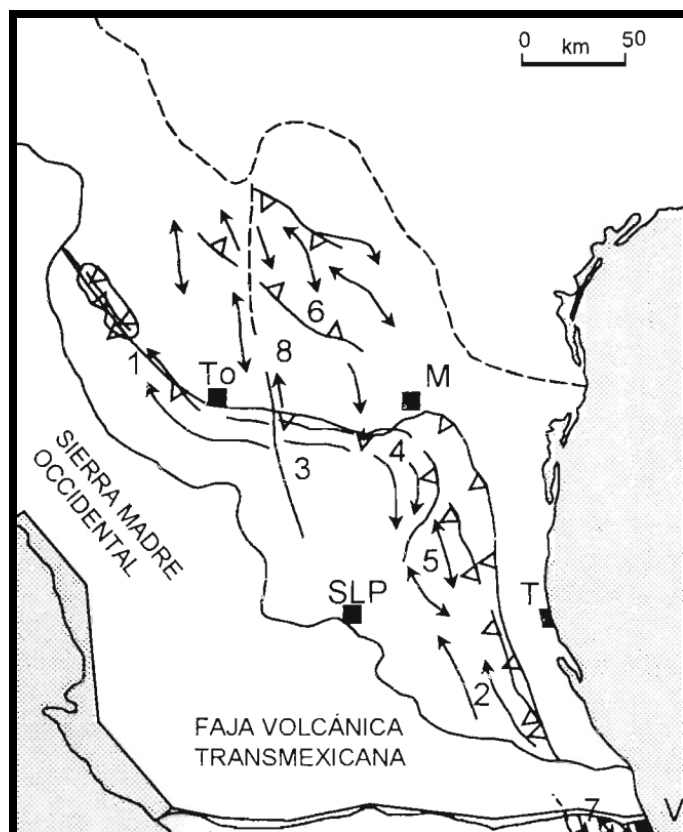


Figura 2. 2 Distribución de sectores del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental: (1) San Pedro del Gallo, (2) Huayacocotla, (3) Transversal de Parras, (4) Saliente de Monterrey, (5) Valles, (6) Cuenca de Sabinas, (7) Región Zongolica, (8) Bloque de Coahuila. La nomenclatura para las ciudades queda como sigue: (T) Tampico, (M) Monterrey, (To) Torreón, (V) Veracruz, (SLP) San Luis Potosí (Eguiluz *et al.*, 2000).

2.2.2 Bloque de Coahuila

El bloque de Coahuila está limitado al norte por la Falla de San Marcos de carácter inferido lateral izquierdo (McKee *et al.*, 1984, 1990), y al sur por el lineamiento Torreón-Monterrey paralelo a una falla de corrimiento lateral a la Megacizalla Mojave-Sonora de Anderson y Schmidt (1983). El bloque de Coahuila se caracteriza por poseer pliegues Laramídicos dómicos amplios (anticlinales con doble inmersión). En los pliegues, los ejes muestran una orientación NW-SE debido a que el bloque funciona como un indector rígido para gran parte de la deformación Laramide sobre los carbonatos Cretácicos (Figura 2.3; Imlay, 1936; Charleston, 1981; Goldhammer, 1999). Cabe señalar que de acuerdo a Lehmann *et al.* (1999) el bloque de Coahuila jugó un papel importante en la evolución estratigráfica y tectónica del NE de México. El bloque

permaneció emergido desde el Jurásico Tardío hasta, posiblemente, el Aptiano Tardío (Padilla & Sánchez, 1986) cuando fue cubierto completamente por la transgresión marina del Mesozoico Tardío.

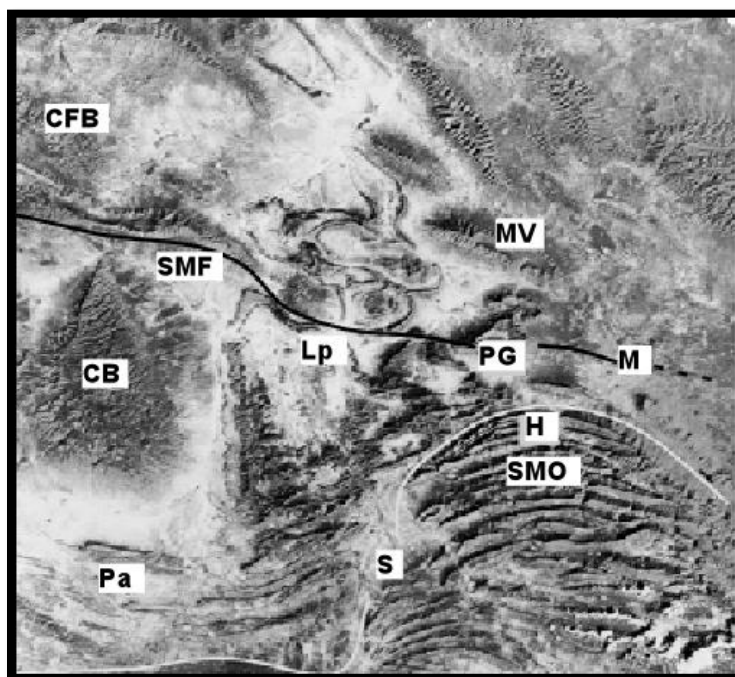


Figura 2. 3 Imagen Landsat tomada de Goldhamme & Johnson, 2001 que ilustra los principales elementos tectónicos del Noreste de México. La nomenclatura de la imagen queda como sigue: (M) Ciudad de Monterrey, (S) Saltillo, (CB) Bloque de Coahuila, (SMO) cinturón plegado de la Sierra Madre Oriental, (CFB) Cinturón plegado de Coahuila, (Pa) Cuenca de Parras, (Lp) Cuenca de la Popa, (MV) Potrero Minas Viejas, (PG) Potrero García, (H) Cañón de la Huasteca, (SMF) Falla San Marcos.

2.2.3 Arco de Tamaulipas

Para esta estructura corresponde una zona de basamento somero con una orientación NNW que se ubica en los estados de Nuevo León y Tamaulipas. Al este se encuentra limitado por la falla lateral Tamaulipas-Chiapas, la cual permitió la migración hacia el Sur del Bloque de Yucatán en el Jurásico Medio (Pindell & Dewey, 1982; Pindell, 1985; Wilson, 1990).

A este alto le corresponde un basamento compuesto de rocas intrusivas granodioríticas de edad Permo-Triásico, correspondiente al arco magmático continental desarrollado en el margen Oeste de la parte central de Pangea, cerca de lo que hoy es el Este de México (Torres *et al.*, 1999;

Sedlock, 1993; Dickinson & Lawton, 2001). Varios autores estiman el hecho de que este basamento estuvo expuesto desde el Triásico Tardío al Tithoniano, tiempo en el que fue transgredido por el mar (Padilla & Sánchez, 1986; Goldhammer, 1999).

La principal característica de este arco es la de tener anticlinales amplios, que en superficie forman montañas elongadas de bajo relieve (Padilla & Sánchez, 1986), que posteriormente fueron intrusionadas por cuerpos graníticos durante el Oligoceno y Mioceno (López-Ramos, 1981)

2.2.4 Cinturón plegado de Coahuila

Consiste en numerosos anticlinales aislados, orientados NW-SE, alargados y apretados, con doble buzamiento. Los anticlinales son separados por valles sinclinales amplios. Algunos de los anticlinales están erosionados en su núcleo formando potreros. Esta morfología se debe a la intrusión y erosión subsecuente de rocas evaporíticas del Jurásico Superior de la Formación Olvido (Murray, 1959; Wall *et al.*, 1961; Charleston, 1981; Padilla y Sánchez, 1982, 1986).

El Cinturón Plegado de Coahuila (CPC) se encuentra delimitado por dos elementos de basamento, el Arco Burro Salado al norte, y el bloque de Coahuila en el sur, separados por dos fallas regionales. La falla norte es La Babia (Charleston, 1974, 1981), y la falla sur es la Falla San Marcos (McKee & Jones, 1979; Charlestone, 1981; McKee *et al.*, 1984, 1990) que separa al Cinturón Plegado de Coahuila del Bloque de Coahuila (Figura 2.2)

2.2.5 Arco Burro Salado

El Arco Burro Salado, también conocido como Cratón de Coahuila-Texas, se encuentra limitado al suroeste por la Falla La Babia (Charlestone, 1981), que lo separa del Cinturón Plegado de Coahuila. Posee una composición litológica de rocas metasedimentarias sujetas a deformación en el Paleozoico Tardío, que después fueron depositadas en el margen sureste de Laurasia, previo al cierre del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon (Wilson *et al.*, 1984; Pindell, 1985; Carpenter, 1997).

El Arco Burro Salado fue progresivamente trasngredido por los mares del Cretácico y totalmente cubierto antes del Maastrichtiano. Las estructuras presentes son anticlinales amplios y suaves orientados NW-SE similares a los del Bloque de Coahuila. Los anticlinales más importantes son el Burro, Peyotes y el Carmen (Murray, 1959).

El Arco Burro Salado es considerado, de acuerdo con Wilson (1990), la continuación hacia el noroeste del Arco de Tamaulipas, localizado al sureste, con un ligero grado de desplazamiento hacia la izquierda.

2.2.6 Cuencas de antepaís

De acuerdo a Ye (1997), el cual es uno de los primeros que integró la información de las cuencas de antepaís de la Sierra Madre Oriental, la Sierra Madre Oriental cuenta con tres diferentes cuencas, que son: (1) Parras y La Popa, (2) Tampico-Mizantla, (3) Veracruz.

Las cuencas de antepaís, como la Cuenca de Parras y la Popa, presentan depósitos deltáicos y de aguas someras del Cretácico Superior-Cenozoico (Grupo Difunta), los cuales fueron deformados durante la Orogenia Larámide. En la Cuenca de Parras, la deformación es intensa presentando pliegues apretados y alargados. La cuenca La Popa se caracteriza por la presencia de domos y diapiros salinos que fueron producto tanto de deformación contraccional como por procesos halocinéticos. Las Cuencas Tampico-Mizantla y Veracruz presenta depósitos de aguas profundas y turbiditas del Cretácico Superior y Cenozoico. El desarrollo de estas cuatro cuencas tiene relación directa con el origen de la Sierra Madre Oriental (Ye, 1997).

2.3 RECONSTRUCCIÓN DE MÉXICO

Existen varios modelos tectónicos que explican la creación de México; cada uno de estos modelos, dependiendo del autor, dividen al país en una serie de terrenos tectonoestratigráficos basándose en características tales como la composición litológica, eventos de deformación y metamorfismo presente para asignarle a cada uno de ellos un origen tectónico diferente. Para Sedlock *et al.* (1993), México se divide en 17 terrenos (Figura 2.4).

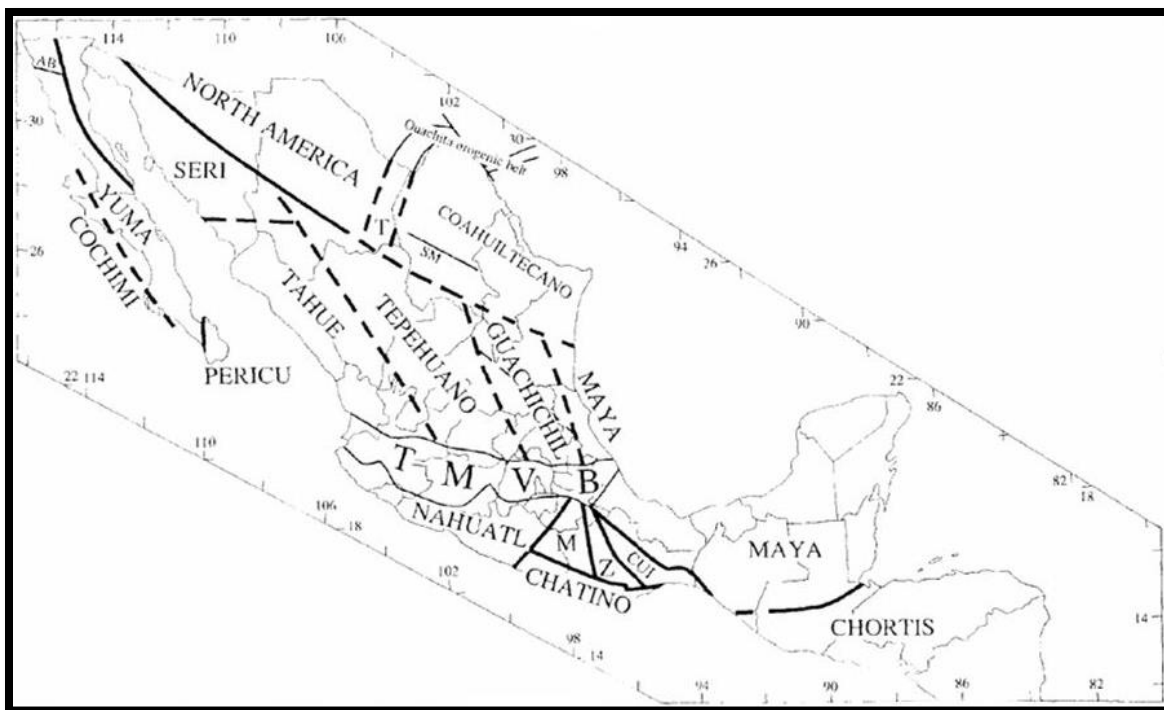


Figura 2. 4 Mapa de terrenos tectónicos de México y el norte de Centro América. Abreviaciones: (CUI) Cuicateco, (M) Mixteco, (T) Tarahumara, (Z) Zapoteco, (AB) Falla Agua Blanca, (SM) Falla San Marcos, (TMVB) Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (Sedlock *et al.*, 1993).

De acuerdo al modelo de Sedlock *et al.* (1993), el terreno que comprende al noreste del país es el Coahuiltecano, el cual contiene rocas Paleozoicas con metamorfismo de bajo grado, así como rocas de origen volcánico y sedimentos tipo *flysch*. Estas unidades podrían corresponder al *forearc* y al arco respectivamente, que son originados por la colisión del supercontinente Gondwana con Norte América en el Paleozoico tardío durante la orogenia Ouachita. Las rocas Paleozoicas fueron cortadas por plutones Triásicos de composición Calcico-alcalinis y superpuestos por rocas de plataforma con edades Cretácicas y Triásico Tardías. El terreno Coahuiltecano es equivalente al terreno Coahuila propuesto por Coney & Campa (1987).

La evolución del Noreste de México se encuentra regida por varios eventos tectónicos principales que corresponden a la Orogenia Ouachita-Marathon, el rifting y formación del Golfo de México, así como la Orogenia Laramide.

2.3.1 Orogenia Ouachita-Marathon

El patrón estructural de los bloques de basamento que influenciaron en la estratigrafía del Mesozoico Tardío en el Noreste de México, reflejan los efectos de la Orogenia Ouachita-Marathon desde el Misisípico Tardío al Pérmico Temprano, la cual unió América del Norte, África, América del Sur, y Yucatán (Salvador & Green, 1980; Pindell & Dewey, 1982; Wilson, 1990). Esta orogenia se logró con el cierre del océano durante un proceso de colisión continente-continente, por lo cual Yucatán llenó el vacío entre América del Norte y América del Sur (Pindell, 1985; Pindell & Barrett, 1990).

Las estructuras acrecionadas están marcadas por la presencia de sedimentos continentales Pérmico-Carboníferos originados por procesos de levantamiento y plegamiento, así como también por secuencias orogénicas de tipo *flysch* que se encuentran sobre el paquete sedimentario de plataforma en América del Norte (Pindell & Dewey, 1982). Otras estructuras incluyen el desplazamiento de relictos localizados en el Noreste de México (i.e. Las Delicias, y Ciudad Victoria).

La localización de la zona de sutura en el noreste de México, se localiza entre el cinturón Marathon y la zona de rocas intrusivas Pérmico-Triásicas que están por debajo del bloque de Coahuila y el sur de la cuenca de Sabinas. En la Figura 2.5 se muestra un mapa paleotectónico del Noreste de México, ilustrando las principales características tectónicas.

2.3.2 Rifting y formación del Golfo de México

Debido a la falta de información geológica directa del Golfo de México, muchos de los diferentes autores que han estudiado el área coinciden, mediante interpretaciones con métodos indirectos, que el origen del Golfo de México y el Atlántico ocurrió en las diferentes fases relacionadas a la apertura del mar de Tethys durante el Triásico y Jurásico (Figura 2.6) (Van der Voo *et al.*, 1976). Durante esta época (hace 227 Ma) se interpreta que la placa Norteamericana comenzó a separarse de las placas de África y Sudamérica por un proceso de *rifting* durante la disgregación de Pangea. La disgregación causó la apertura del mar de Tethys y dio origen a un proto-océano Atlántico y Golfo de México a partir del Jurásico (Van der Voo *et al.*, 1976). Se

crearon *grabens* y medios *grabens* con un desarrollo extensional y transtensional a lo largo del frente de los cinturones orógenicos Apalachianos y Aleanianos, alrededor de la periferia del Golfo de México (Pindell y Dewey, 1982). Los *grabens* fueron colmatados con secuencias terrígenas (Lecho rojos) continentales y material volcánico desde el Triásico Superior hasta el Jurásico Inferior.

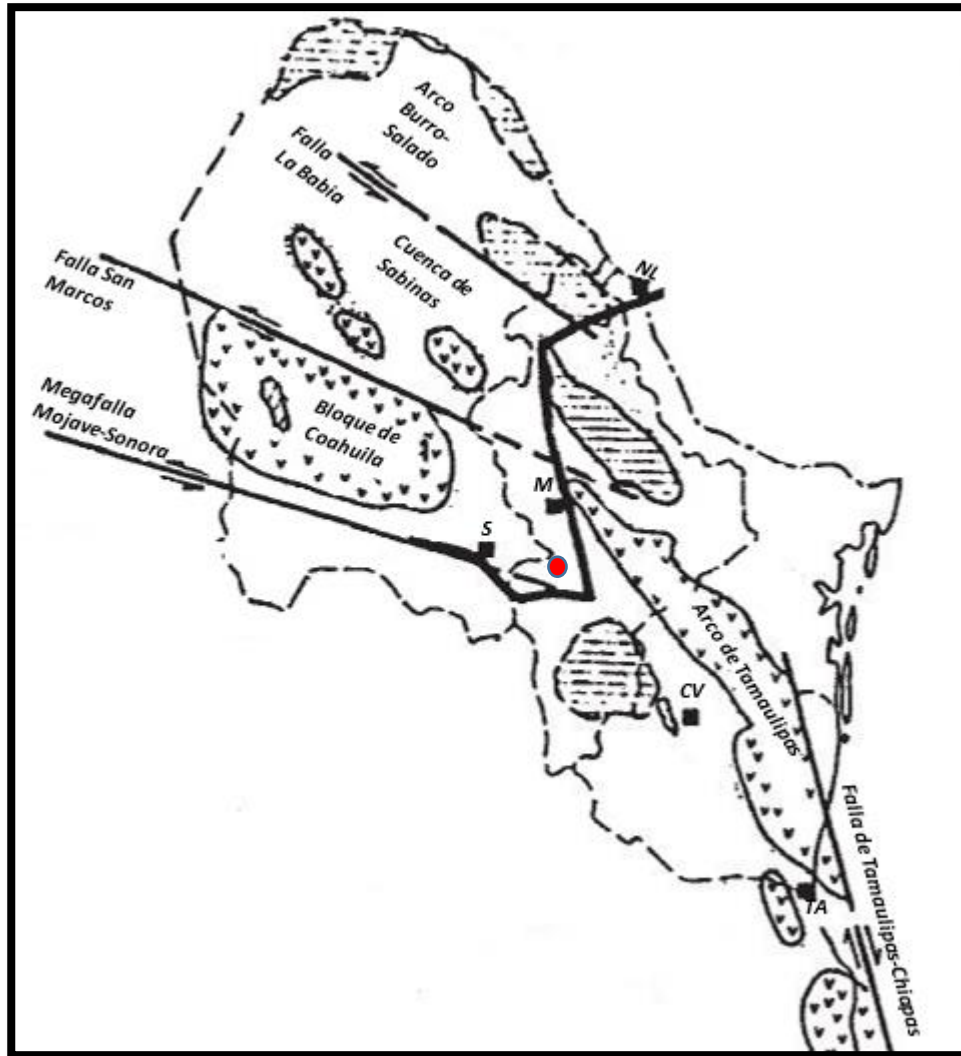


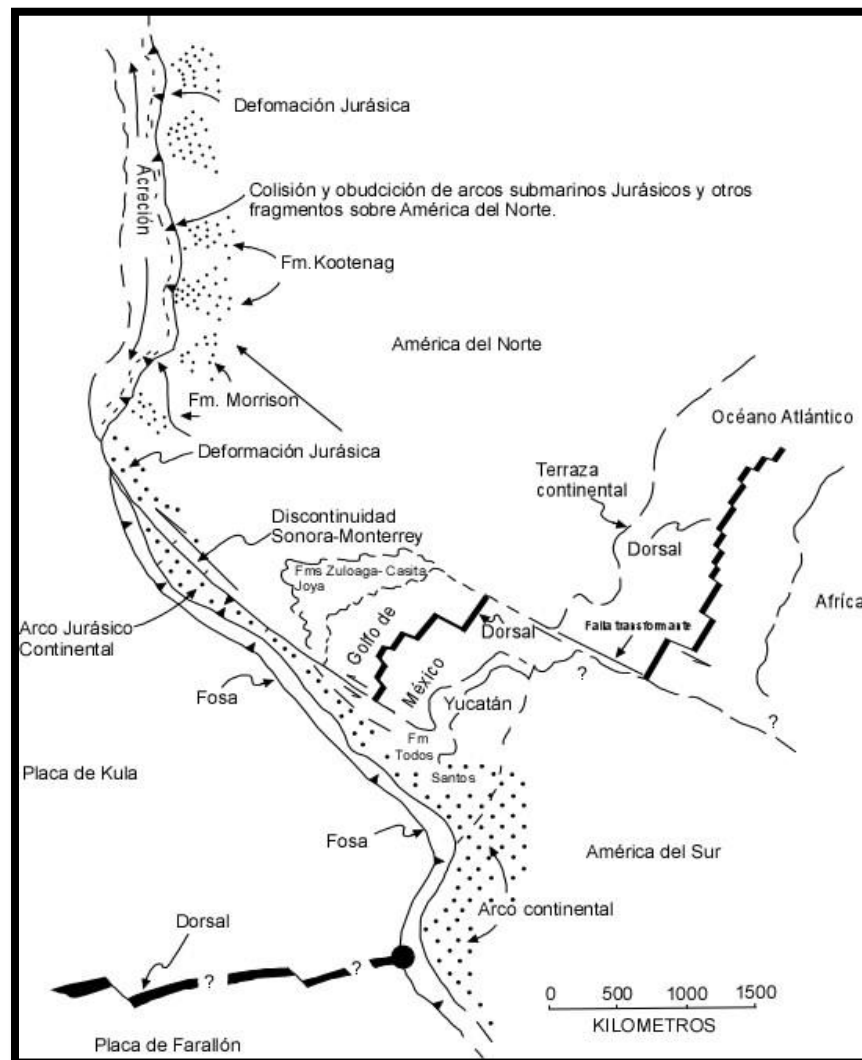
Figura 2. 5 Mapa paleotectónico del Noreste de México. Las abreviaciones para las ciudades son: (NL) Nuevo Laredo, (M) Monterrey, (S) Saltillo, (CV) Ciudad Victoria, y (TA) Tampico. El punto rojo muestra el área de estudio. Modificado de Goldhammer *et al.* (1991).



Figura 2. 6 Configuración tectónica de México para el Triásico Tardío - Jurásico Temprano (Coney, 1983).

Fue hasta el Jurásico Medio cuando un brazo del rift se separó durante el proceso distensivo y ocurrió migración de un bloque hacia el oeste, separando África y Sudamérica de Norteamérica (Figura 2.7). Durante esta separación el mecanismo que dio origen a la apertura del Golfo de México fue el desprendimiento del bloque de Yucatán (Pindell, 2001a). Algunos autores coinciden en explicar que se desprendió desde la margen noroccidental de la costa del Golfo de México en los Estados Unidos y se trasladó con una tendencia hacia el sureste a su posición actual. Una de las hipótesis indica que el movimiento del bloque de Yucatán tuvo en sus márgenes nororientales y suroccidentales, movimientos de fallas transcurrentes, dando una curvatura con movimiento

contrario al de las manecillas del reloj con una rotación de 42.5° (Pilger, 1981; Meneses, 1990; Salvador, 1991c).



Figur 2. 7 Configuración tectónica de México para finales del Jurásico Medio y principios del Jurásico Tardío. Durante este periodo de tiempo, un brazo del rift se separó durante el proceso distensivo y ocurrió migración de un bloque hacia el oeste, separando África y Sudamérica de Norteamérica, propiciando a su vez la apertura del Golfo de México (Modificado de Coney, 1983).

A finales del Jurásico Medio, ocurrió una significativa atenuación de la corteza continental, produciendo levantamientos en el basamento, formando *rifts* en el norte del Golfo de México, con dirección de la extensión orientada hacia el noroeste-sureste. Se interpreta que, hasta principios del Jurásico Superior, hace 160 Ma, en el Oxfordiano Inferior, fue cuando la expansión cesó, formándose márgenes pasivos y subsidencia en la parte central del Golfo de México (Salvador, 1991c).

La subsidencia relacionada con el enfriamiento de la corteza dio origen a un rápido desarrollo de condiciones marinas, formando una plataforma somera o rampa en el límite de la corteza oceánica y la corteza transicional. Prevalcieron depósitos de sedimentos clásticos en aguas someras, convirtiéndose lateralmente a carbonatos de aguas profundas. Al mismo tiempo ocurrió el desarrollo de barras oolíticas en los bordes de la plataforma (Salvador, 1991b; Winker & Buffler, 1988; Williams-Rojas & Hurley, 2001), que en conjunto formaron asociaciones litológicas de bandas concéntricas muy bien definidas en los bordes del Golfo de México (Salvador, 1991b), condiciones que prevalecieron hasta finales del Kimmeridgiano.

El Golfo de México experimentó, entre otros eventos, una serie de transgresiones y regresiones, que generaron las condiciones propicias para configurar la columna estratigráfica del NE de México (Figura 2.8).

2.3.2.1 Formación de la columna estratigráfica del NE de México

Para la secuencia continental del Grupo Huizachal, compuesta por las Formaciones La Boca y La Joya, sus zonas de aporte provienen de los sistemas de *horst* y las zonas de *graben*, actuando como zonas de depósito de sedimentos. Esta secuencia se depositó en un ambiente continental, controlado por movimientos verticales ejercidos a través del fallamiento normal entre bloques, siendo distribuida de manera no uniforme y discordante sobre el basamento Paleozoico.

Posteriormente, las áreas continentales de bajo relieve, debido al *rifting*, experimentaron una transgresión marina proveniente del Este (Mar de Tethys) en el Jurásico Medio, depositándose secuencias evaporíticas de la Formación Minas Viejas bajo condiciones restringidas de cuenca

somera, alcanzando hasta 1000 m de espesor en el área de Monterrey-Salttillo (Goldhammer, 1999).

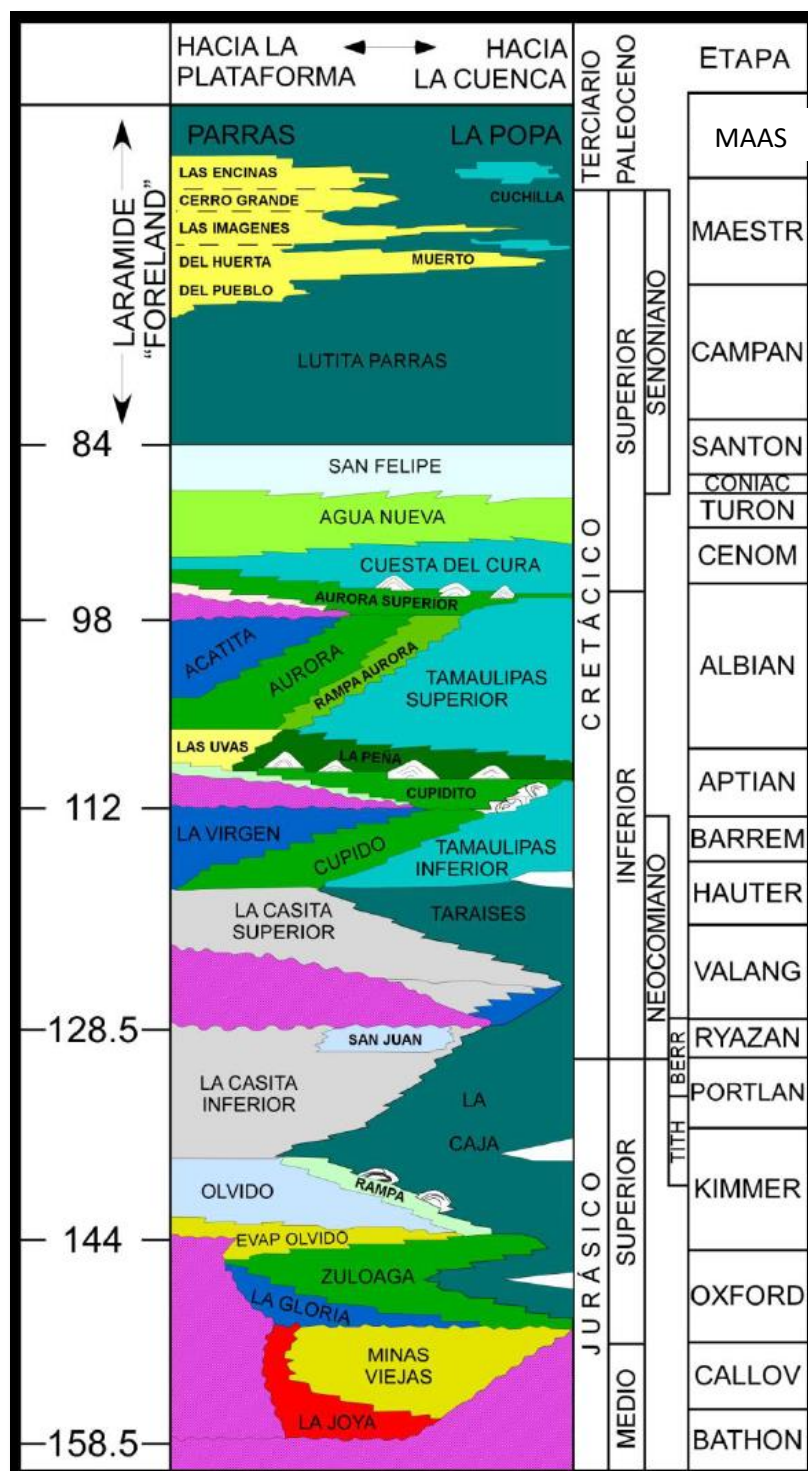


Figura 2. 8 Columna Cronoestratigráfica del NE de México. (Tomado de Torres-Ramos, 2011).

La “etapa de deriva”, inició a partir de que la corteza continental alcanzó un adelgazamiento crítico para permitir la instauración de la dorsal oceánica en la parte central del Golfo de México. El tiempo en el que ocurrió la instauración de la dorsal oceánica, fue definido a partir de que las secuencias evaporíticas del Calloviano, depositadas sobre la corteza continental adelgazada, fueron cortadas y separadas (Salvador, 1991b). Se estima que la dorsal operó entre el Jurásico Medio-Tardío o Jurásico Temprano-Tardío.

Al comienzo del Jurásico Tardío la deposición estuvo controlada por los altos estructurales y afectada por la subsidencia diferencial en conjunto con subsidencia tectónica. La depositación se llevó a cabo mediante rampas que bordearon las masas expuestas, depositándose sedimentos terrígenos en las áreas marginales (Formación La Gloria), cambiando lateralmente a caliza de aguas someras (Formación Zuloaga y Novillo; Goldhammer, 1999), y evaporitas con carbonatos de la Formación Olvido. Estas rampas o plataformas se ubicaron hacia el Sur de la Isla de Coahuila, y hacia el Sur y Este del Arco Burro Salado (Padilla & Sánchez, 1986).

Posteriormente, para el Kimmeridgiano Tardío-Tithoniano, se depositó la Formación La Casita en un ambiente deltáico, en las áreas distales se acumulaban arcillas y carbonatos de aguas profundas de la Formación la Caja, al sur del Bloque de Coahuila, y caliza y lutita de agua somera de la Formación Pimienta en la parte este del Golfo de Sabinas y este del Arco de Tamaulipas. Para el Tithoniano, el Arco de Tamaulipas estaba cubierto por el mar (Padilla & Sánchez, 1986; Goldhammer, 1999).

En el período Berriasiano-Valanginiano ocurrió la deposición de la Formación Taraies en un ambiente de plataforma marina abierta; por otro lado, también se depositó la Formación Carbonera en la parte Sur de la Isla de Coahuila en un ambiente deltáico (Eguiluz, 1991), mientras que en la parte Norte de la Isla de Coahuila se depositaron las Formaciones San Marcos (McKee *et al.*, 1990) y Hosston en un ambiente continental con sus variaciones de facies distales como las Formaciones Barril Viejo y Menchaca en la Cuenca de Sabinas.

Para el Barremiano-Aptiano Temprano, inició la acumulación de gruesas secuencias de carbonatos, limolitas y evaporitas bordeadas por un cinturón de arrecifes pertenecientes a la

Formación Cupido. Hacia la parte exterior de este borde se acumularon carbonatos de aguas profundas de la Formación Tamaulipas Inferior. Para el Norte, Noreste y Este de la Isla de Coahuila se depositaron rocas clásticas de las Formaciones Pátula y La Mula. Estas rocas que bordearon la Isla de Coahuila, cambian de facies a evaporitas marinas restringidas y carbonatos de la Formación La Virgen (Goldhammer, 1999).

La deposición de carbonatos fue interrumpida por pulsos menores de sedimentación clástica de la Formación La Peña en el Aptiano Tardío, relacionado quizá a efectos tectónicos que indujeron a un aumento en el nivel del mar, que condujo a que ocurriera la transgresión total de la Isla de Coahuila.

Para el Albiano- Cenomaniano, nuevamente se desarrolló una plataforma tipo rampa; ésta controló el depósito de la Formación Aurora bordeando al parcialmente sumergido Bloque de Coahuila, y el depósito de su equivalente de cuenca la Formación Tamaulipas Superior. Detrás de la barrera arrecifal de la Formación Aurora que bordeaba el área de la Isla de Coahuila y el Arco Burro Salado, la circulación restringida de agua permitió el depósito de sedimentos calcáreos, evaporitas, y limos de las Formaciones Acatita y McKnight. Por otro lado, en el Golfo de Sabinas, las Formaciones Tamaulipas Superior y Grupo Washita, se depositaron en un ambiente de aguas profundas, mientras que para el Sur de la Isla de Coahuila se depositó la Formación Cuesta del Cura, sobreyaciendo a la Formación Tamaulipas Superior (Padilla & Sánchez, 1986).

2.3.3 Orogenia Larámide

La orogenia Larámide fue propuesta por Dana (1896), quien identificó un evento de formación de montañas contemporáneo a la acumulación de sedimentos de la Formación Laramide, en la localidad del mismo nombre en Wyoming, Estados Unidos de América.

De acuerdo con las ideas más aceptadas, la subducción del piso oceánico debajo del margen occidental de América del Norte empezó en el Triásico Medio-Tardío, como consecuencia de la extensión intercontinental asociada al rompimiento de Pangea (Figura 2.9). Este escenario estaba representado por la subducción de las grandes placas oceánicas Farallón y Kula por debajo de la Placa Norteamericana. Este régimen tectónico perduró durante todo el Mesozoico y gran parte del

Cenozoico, a medida que el piso oceánico era consumido. Ambas placas, Kula y Farallón, formaban un punto triple con la Placa Pacífico (Figura 2.10). La Placa Kula se encontraba al norte de Farallón y tenía un movimiento relativo hacia el norte-noreste, con respecto a América del Norte. Este proceso de subducción se extinguió aproximadamente a los 40 Ma debajo de Alaska, el Oeste de Canadá y el noroeste de Estados Unidos (Valencia-Moreno & Ortega-Rivera, 2011).

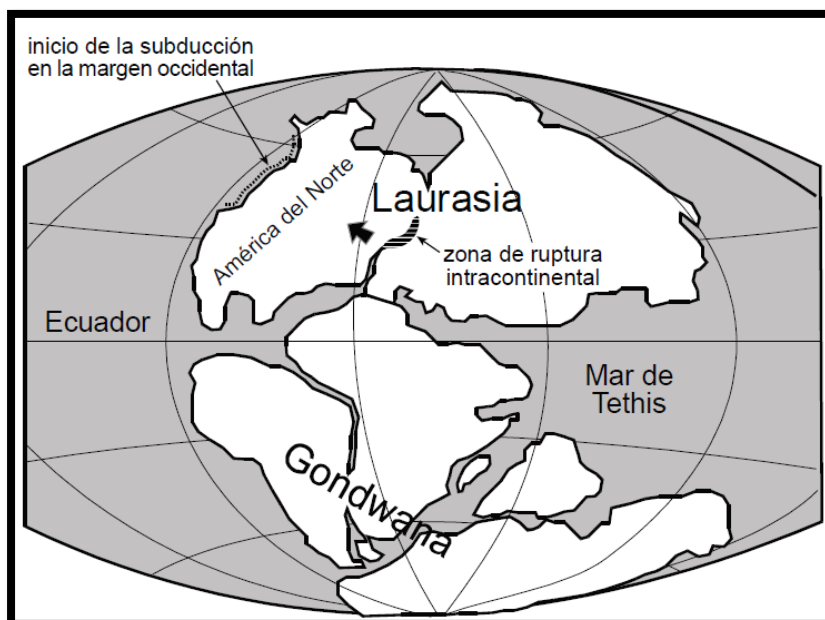


Figura 2. 9 Mapa de la distribución de las masas continentales al inicio de la ruptura de Pangea. La separación y deriva progresiva de América del Norte dio como resultado la subducción del piso oceánico bajo el margen occidental, con consecuente aparición de los primeros rasgos orogénicos a lo largo de la cordillera (modificado de Kious & Tilling, 1996) (en Valencia-Moreno & Ortega-Rivera, 2011).

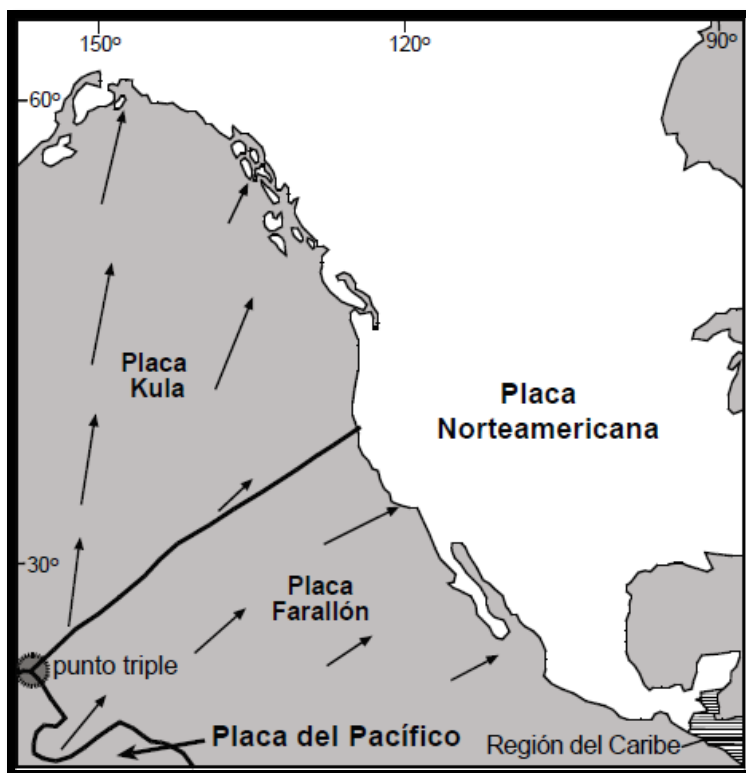


Figura 2. 10 Mapas tectónicos simplificados del noreste del Pacífico entre 74 y 64 Ma. Las flechas indican el movimiento relativo de las placas (modificado de Bunge & Grand, 2000) (en Valencia-Moreno & Ortega-Rivera, 2011).

La Placa Farallón se deslizaba debajo del oeste de los Estados Unidos y el oeste de México, fragmentándose y reduciéndose progresivamente en las placas menores de Juan de Fuca, Rivera y Cocos, a medida que la dorsal Pacífico-Farallón se aproximaba de manera oblicua a la trinchera. Debido a esto, el régimen tectónico en el noreste de México y el suroeste de los Estados Unidos cambio de un tipo Andino, relacionado a la convergencia de placas, a uno de tipo extensional-transcurrente a lo largo del sistema de falla San Andrés y Golfo de California (Valencia-Moreno & Ortega-Rivera, 2011).

Durante la mayor parte del Mesozoico y el Cenozoico, el magmatismo asociado a la subducción fue relativamente móvil, particularmente debido a cambios en la geometría y las condiciones de convergencia de las placas (e.g., Coney & Reynolds, 1977). Nueva corteza continental fue progresivamente añadida a la margen occidental de América del Norte en forma de numerosos plutones, que fueron emplazados de manera individual o como grandes complejos volcánico-plutónicos.

De acuerdo con Coney & Reynolds (1977), la migración hacia el oriente del foco de la actividad ígnea, y su tasa de migración relativa en el suroeste de América del Norte, está evidenciada por datos geocronológicos que sugieren que entre el Cretácico Temprano y el Cretácico Tardío (~140-80 Ma), la actividad magmática fue relativamente estática y cercana a la paleotrinchera. Posteriormente, el magmatismo migró de forma más acelerada entre los ~80 y los 40 Ma, penetrando por más de 1000 km hacia el interior del continente, para después regresar más rápidamente hacia la paleotrinchera en el Mioceno Temprano y Medio (Coney & Reynolds, 1977; Damon *et al.*, 1983a, b).

Apare del profuso emplazamiento de rocas plutónicas y volcánicas, el evento orogénico Larámide dejó otras marcas evidenciadas de su paso por el occidente de América del Norte, incluyendo el cinturón de pliegues y cabalgaduras (*foreland fold and thrust belt*), que se extiende a lo largo de gran parte del oeste de América del Norte, y el levantamiento tectónico de grandes bloques corticales en la región suroeste-central de los Estados Unidos (Valencia-Moreno & Ortega-Rivera, 2011); para México, la evidencia más clara de las orogenias Sevier y Larámide, es la Sierra Madre Oriental, una cordillera cuyo relieve se debe a la deformación de rocas mesozoicas y de su complejo basal, que fueron levantadas, comprimidas, y transportadas hacia el noreste, formando pliegues y cabalgaduras durante estos eventos orogénicos (Figura 2.11) (Eguiluz *et al.*, 2000; Ramirez-Peña y Chávez-Cabello, 2017).

2.3.3.1 Etapas de deformación regional

Primera fase de deformación: Desde finales del Cenomaniano hasta el Turoniano, Eguiluz & Campa (1982) reconocieron cambios en las facies sedimentarias en el NE de México, al parecer relacionadas con un levantamiento regional. El levantamiento en el Oeste disparó el inicio de un *décollement* regional y despegue de la secuencia marina del Mesozoico Tardío, que aceleró la regresión marinal regional en el NE de México. Esta primera fase de deformación representada por el *décollement*, culminó con el cabalgamiento de la secuencia sedimentaria sobre altos de basamento y generó transporte tectónico hacia el NE en Chihuahua, Norte en el sur de Coahuila, hacia el Este -NE entre Monterrey y Teziutlán, Puebla, entre el Cretácico y Eoceno (Ye, 1997; Ramirez-Peña y Chávez-Cabello, 2017).

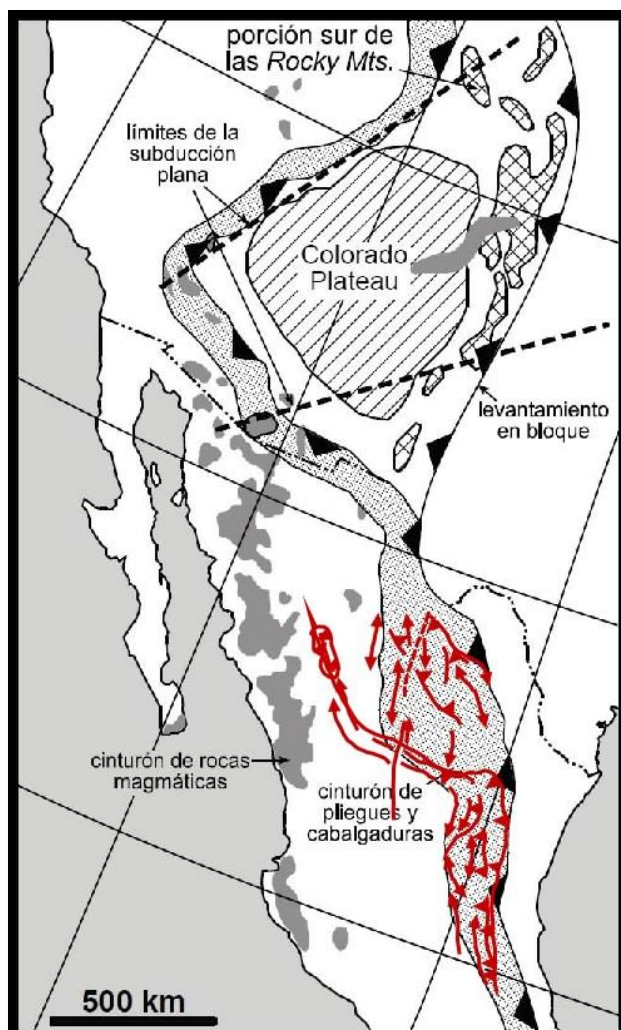


Figura 2. 11 Mapa de los principales rasgos orogénicos asociados al evento orogénico Laramide en el suroeste de América del Norte y Norte y Sur de México. En color rojo se muestra la Sierra Madre Oriental (English *et al.*, 2003; modificado de Valencia-Moreno & Ortega-Rivera, 2011).

Segunda fase de deformación: El intervalo de tiempo entre 46 a 32 Ma, en el NE de México corresponde a la segunda fase de deformación. Durante esta fase las fallas de basamento antiguas como la falla San Marcos y fallas secundarias asociadas a esta, así como bloques de basamento como en Ciudad Victoria y San Julián fueron exhumados con componentes inversas y representa la última manifestación de acortamiento en la corteza continental producto de la orogenia Larámide. Chávez-Cabello (2005) propone que la reactivación inversa de las fallas de basamento debió terminar aproximadamente a los 41 Ma, con base en que esta edad corresponde a la edad que separa intrusivos sintectónicos antiguos de intrusivos post-tectónicos más jóvenes del

Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova en Coahuila; además propone que la reactivación de las fallas de basamento facilitó el ascenso y canalización de magmas de arco en la región a niveles altos de la corteza. Interpreta también que este magmatismo es sin-tectónico y post-tectónico a la reactivación de las fallas de basamento, estableciendo que la deformación Larámide en la parte central de Coahuila terminó a los 41 Ma.

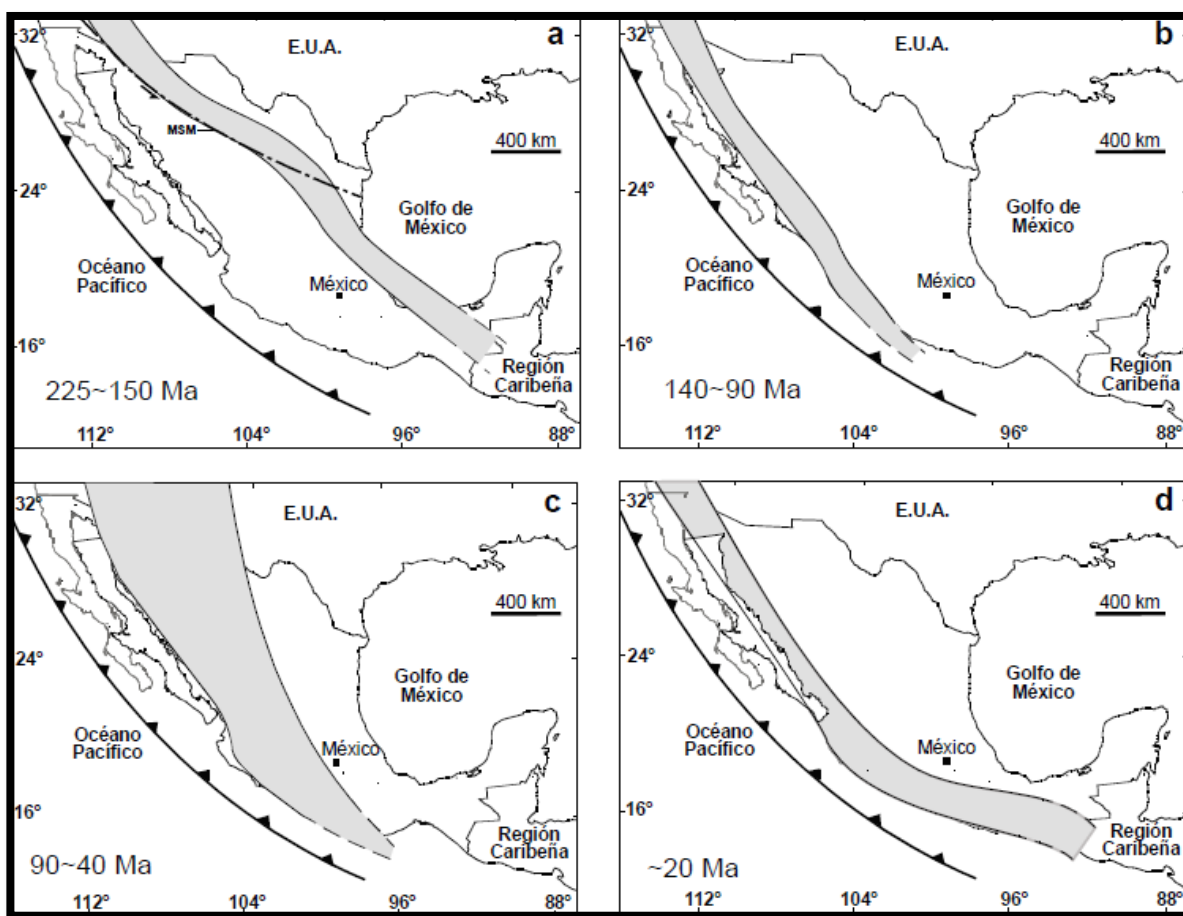


Figura 2. 12 Reconstrucción de los arcos magmáticos en México entre el Triásico Tardío y el Mioceno Temprano: (a) arco triásico-jurásico; (b) arco cretácico; (c) arco Laramide; (d) arco miocénico. MSM: Megacizalla Mojave-Sonora. Modificada de Valencia-Moreno, 1998 (en Valencia-Moreno & Ortega-Rivera, 2011).

Tercera fase de deformación: El rango de tiempo comprendido entre los 32 Ma a la actualidad, dio inicio con la colisión de la dorsal oceánica Pacífico-Farallón con el borde continental del SW de Estados Unidos de América a la altura de San Francisco hace 30 Ma, propiciando un cambio drástico en el estado de esfuerzos de la corteza, cambiando de un estado de esfuerzos compresivos a un estado con componentes distensivos. Lo anterior, permitió que el

arco magmático relacionado con la subducción de la placa Farallón en el Norte de México, situado en Coahuila en el Eoceno-Oligoceno, migrara hasta Baja California en el Mioceno (Clark *et al.*, 1982; Sawla y Smith, 1984), y dentro del mismo Mioceno (~12 Ma), comienza el evento extensional en el Golfo de California para dar lugar a la fase de proto-Golfo (12-6 Ma; Lonsdale, 1991) con extensión ENE y por último la transferencia de Baja California a la placa del Pacífico a partir de 6.5 Ma, con lo cual inició la fase transtensiva que actualmente continua con el movimiento de la península de Baja California hacia el NNW junto con la placa del Pacífico, acompañado de la instauración de pequeñas dorsales oceánicas dentro del Golfo de California a partir de 3.5 Ma (Figura 2.12) (Lonsdale, 1991; Severinghaus & Atwater, 1990; Atwater & Stock, 1998).

Por otro lado, Zohu *et al.* (2006) propusieron que el anticlinorio Huizachal-Peregrina es generado por inversión de fallas de basamento. Finalmente Ramirez-Peña y Chávez-Cabello (2017) proponen que el bloque San Julián al NW de Zacatecas, experimentó exhumación durante el Eoceno tardío - Oligoceno temprano.

CAPITULO 3

3 ESTILOS DE DEFORMACIÓN

3.1 INTRODUCCIÓN

La Sierra Madre Oriental (SMO) está compuesta principalmente por una gruesa secuencia de rocas carbonatadas y terrígenas del Mesozoico, que fueron plegadas y cabalgadas por los esfuerzos máximos de las Orogenias Sevier y Larámide entre el Cretácico superior y el Eoceno tardío (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Padilla y Sánchez, 1985; Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017). Tal y como se comentó en el capítulo II de este trabajo, la SMO posee 6 sectores con estilos estructurales distintivos, los cuales son: San Pedro del Gallo, que corresponde al extremo noreste de la cadena plegada; Sector Transversal de Parras, situado entre Jimulco y Saltillo, Coahuila; Sector Saliente de Monterrey, se ubica desde el poniente de Monterrey hasta Aramberri, Nuevo León; el Sector Valles localizado entre Cd. Victoria, Tamaulipas y Valles, San Luis Potosi, y el Sector Huayacocotla, entre Tamazunchale y Tezuitlán, Puebla (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

Los estudios del presente trabajo fueron realizados en el área concerniente al Sector de la Saliente de Monterrey, por lo que el resto de los sectores estructurales de la SMO no serán discutidos. Es importante mencionar que, dentro de la Saliente de Monterrey, existe una subdivisión de estilos estructurales identificadas por Padilla y Sánchez en su trabajo de análisis estructural de 1985.

Padilla y Sánchez, en su trabajo de 1985, definió cinco grandes áreas de diferentes estilos de plegamiento en la Saliente de Monterrey: **Área Norte**, de pliegues simétricos, apretados, casi siempre arqueados, cuyos planos axiales son casi verticales; **Área Sur**, de pliegues arqueados y elongados, simétricos y asimétricos, la mayoría de ellos recostada, con planos axiales que buzan de 85° a 60° hacia el sur y suroeste; **Área de Basamento Somero**, de largos pliegues casi simétricos y de gran amplitud, que contienen numerosos pliegues secundarios, apretados, simétricos y asimétricos; **Área de Vergencia Opuesta**, de pliegues apretados, elongados, asimétricos, recostados y cuyos planos axiales buzan aproximadamente 50° al noreste; **Área del**

Anticlinal de La Silla, estructura completamente diferente de las ya descritas, ya que es simétrica en sus extremos y asimétrica, fallada, y recostada en su parte central.

3.2 SECTOR SALIENTE DE MONTERREY

Este sector posee capas de yeso y anhidrita, las cuales son visibles en el área de Galeana, Nuevo León; sin embargo, más hacia el NE, existe la presencia de capas de sal de más de 1000 m de espesor (Humprey y Díaz, 1954). En ésta en particular, el estilo estructural es diferente, caracterizándose por anticlinales bifurcados, disarmónicos, angostos y alargados, conteniendo en su núcleo evaporitas (Humprey y Díaz, 1954) o domos salinos (Wall *et al*, 1961; Lawton y Giles, 1997).

El sector Saliente de Monterrey emerge del antepaís situado en la planicie del Golfo de México, y rápidamente alcanza más de 2000 m de altura sobre el nivel del mar, es uno de los sectores con mayor rugosidad; los pliegues forman un arco convexo al noreste, que va desde Saltillo, Coahuila, hasta el sur de Aramberri, Nuevo León. Estructuralmente las rocas presentan cizalla, posiblemente provocada por sepultamiento litostático, siendo también común la estilolitización tectónica (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

Los pliegues de la Saliente de Monterrey son principalmente alargados con longitudes de hasta 65 km, frecuentemente isoclinales, doblemente buzantes en sus extremos, con planos axiales verticales o con vergencia ligera hacia el NNE y NE. Se ha interpretado que en la parte occidental de la Saliente los pliegues se escalonan y pueden estar controlados por fallas no emergentes que se propagan o cortan los flancos frontales de los pliegues (Melnik, 1997; Marrett y Benthams, 1997; Camerlo, 1998; Fischer y Jackson, 1999; Marrett y Aranda-García, 1999), aunque éstas pueden ser visibles entre Monterrey y Aramberri (Díaz *et al.*, 1959; Padilla y Sánchez, 1985; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000). En general, dentro de la saliente de Monterrey predominan los pliegues de despegue nucleados en el paquete de evaporita del Calloviano-Oxfordiano.

Por otro lado, existen dos cabalgaduras bien definidas dentro de la Saliente entre Monterrey y Aramberri, las cuales fueron definidas por Padilla y Sánchez (1985) como la Cabalgadura Frontal, la cual se encuentra discontinuamente expuesta en el frente de la SMO, y la Cabalgadura

Secundaria, localizada generalmente en el flanco frontal del penúltimo pliegue regional localizado hacia el frente tectónico entre estas mismas localidades (Chávez-Cabello *et al.*, 2011).

La cabalgadura secundaria está bien expuesta en los cañones de Santa Rosa, Hualahuises, Potosí y La Boca, entre Rayones y Linares, Nuevo León (Torres Ramos, 2011), mientras que la cabalgadura frontal es emergente en el camino a Rayones, en el Cañón Santa Rosa y entre Aramberri y Villa Hidalgo, Tamaulipas (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000), donde rocas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior se sobreponen a rocas del Cretácico Superior. De acuerdo a Marrett y Aranda-García (1999), la cabalgadura frontal pudiera ser un pliegue de despegue roto (*break thrust fold*), debido a que las geometrías observadas en el frente de la sierra no son congruentes con los pliegues por doblez o por propagación de falla (en Chávez Cabello *et al.*, 2011).

Otra característica importante en este sector es el comportamiento del complejo basal, ya que su relación con el antepaís denota aloctonía. Su constitución corresponde a lechos rojos y esquistos, los primeros posiblemente se depositaron en fosas tectónicas, relacionadas a la apertura del Golfo de México, pero actualmente están estructuralmente levantados y aparecen en el núcleo de la cadena plegada de este macizo montañoso (área de basamento somero, de Padilla y Sánchez, 1985). La elevación de este complejo basal puede deberse a la reactivación de fallas y transformación del sentido de movimiento normal inicial, a movimiento inverso final (fallas de retrodeformación), lo cual pudo ocurrir, como expulsión ascendente de bloques levantados a través de zonas de debilidad preexistentes (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

3.3 ÁREA SUR

De los estilos de deformación ya mencionados, y que podemos encontrar dentro de la Saliente de Monterrey, el de mayor relevancia para el presente trabajo es el área sur, puesto que aquí se localiza la zona de estudio (Figura 3.1).

De acuerdo con Padilla y Sánchez (1978b), el área sur de la curvatura de Monterrey consiste principalmente de anticlinales y sinclinales apretados, recostados, la mayoría asimétricos,

con una vergencia general hacia el noreste. También se caracteriza esta área por la presencia de numerosas fallas inversas y de transcurrencia, las cuales son más comunes en la parte oriental. Comprende 32 anticlinales mayores y varias cabalgaduras.

En esta área, las variaciones litológicas en las formaciones mesozoicas controlaron los cambios de forma, longitud de onda y amplitud de los pliegues; sin embargo, no sólo las variaciones litológicas influenciaron el sistema de pliegues, sino también los cambios de espesor de las formaciones mesozoicas en distancias cortas. En la zona existe la presencia de una gruesa secuencia de yesos, terrígenos y clásticos del Jurásico Superior, los cuales influyeron en las variaciones de forma de los pliegues (Padilla y Sánchez, 1982).

Las extensas fallas de cabalgadura de la parte oriental del área sur no están íntimamente relacionadas a variaciones estratigráficas, como en la parte noreste de la misma. Las fallas de transcurrencia en el área sur están comúnmente asociadas con cabalgaduras. Al oeste de la parte noroeste de la Cabalgadura Secundaria existen varias cabalgaduras de menor extensión que parecen estar relacionadas entre sí. Por ejemplo, las cabalgaduras del extremo sureste del Anticlinal de El Coahuilón, aquellas de los flancos noreste de los anticlinales de La Ventana y El Mediodía y los dos *Klippes* situadas al oeste de estas fallas, probablemente sean parte de una sola cabalgadura (Padilla y Sánchez, 1985).

Las extensas fallas de cabalgadura de la parte oriental del área sur no están tan íntimamente relacionadas a variaciones estratigráficas, como en la parte noreste de la misma. La mayor de este tipo de cabalgaduras es la Cabalgadura Frontal, la cual se extiende en la Sierra Madre Oriental desde Monterrey, Nuevo León, hasta la vecindad con Ciudad Victoria, Tamaulipas, con una extensión de más de 200 km (Padilla y Sánchez, 1985).

Otra falla inversa importante en el área sur es la Cabalgadura Secundaria, localizada inmediatamente al oeste de la Cabalgadura Frontal. La traza de la Cabalgadura Secundaria tiene un rumbo casi paralelo a la Frontal; la longitud de esta falla es cercana a los 94 km y su desplazamiento se estima en más de 4km.

Las fallas de transcurrencia en el área sur están comúnmente asociadas con cabalgaduras. Una de las mayores está localizada en el extremo sureste del Anticlinal de la Sierra Borrada. Otras fallas de transcurrencia de menor magnitud se encuentran esparcidas a través del área sur, con desplazamientos que varían de 200 m a aproximadamente 4 km, comúnmente se encuentran desplazando tanto a pliegues como a fallas inversas y cabalgaduras. Las estructuras menores como fallas normales, juntas y fracturas se encuentran diseminadas a través del área sur.

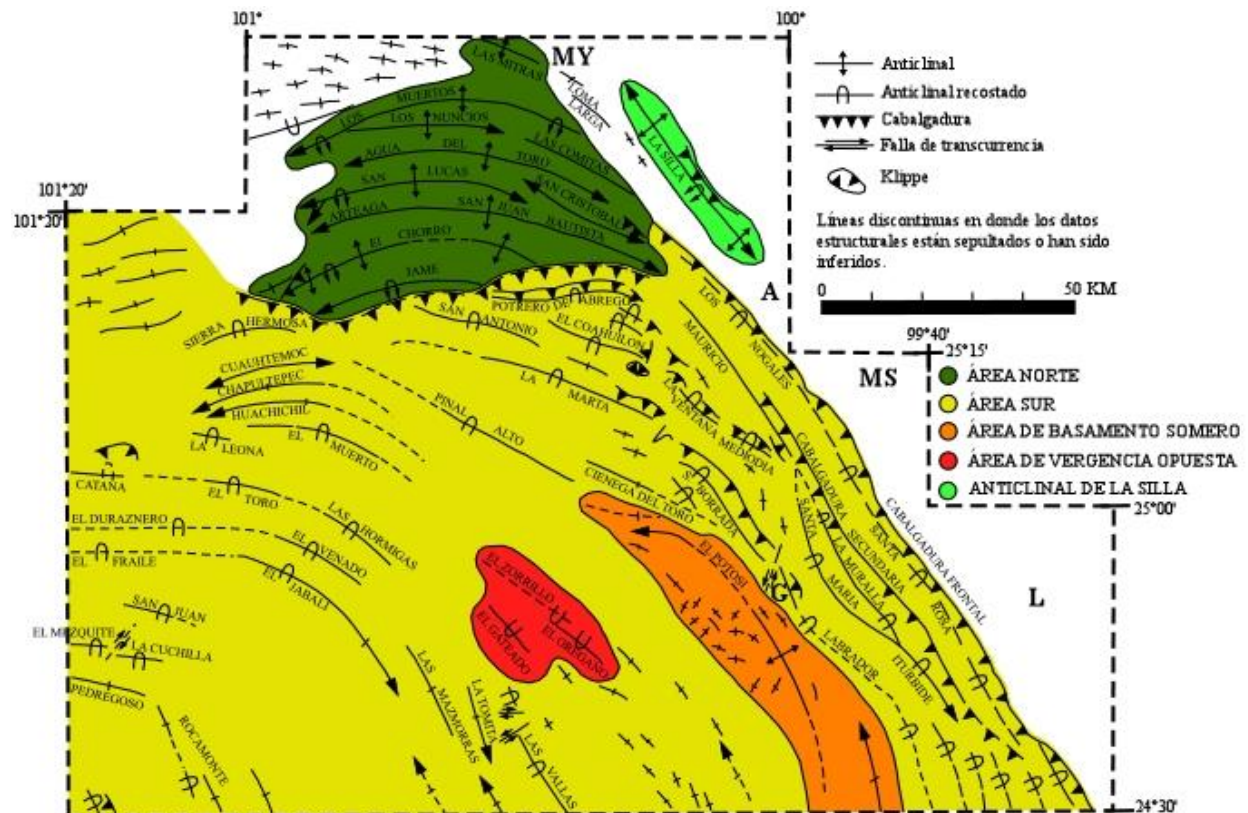


Figura 3. 1 Mapa de los principales anticlinales, cabalgaduras, y fallas de transcurrencia de la Curvatura de Monterrey. El área se encuentra dividida en cinco grandes regiones de diferentes estilos de plegamiento. MY-Monterrey; A-Allende; MS-Montemorelos y L-Linares (Modificado de Padilla y Sánchez, 1985).

CAPITULO 4

4 ESTRUCTURAS FAVORABLES A LA ACUMULACIÓN DE PETRÓLEO

4.1 INTRODUCCIÓN

La evaluación de las trampas en las que se almacena el hidrocarburo, es fundamental para el análisis de una zona potencialmente explotable, así como también es una parte importante de cualquier programa de exploración. Una trampa puede definirse como cualquier arreglo geométrico de rocas, que independientemente de su origen, permite la acumulación significativa de petróleo y/o gas (North, 1985).

Los componentes importantes de una trampa se pueden combinar de diferentes maneras por una serie de diferentes procesos. Estas variaciones han dado lugar a diferentes tipos de clasificaciones de trampas de hidrocarburos (e.g., Clapp, 1929; Wilson, 1934; Heroy, 1941; Wilhelm, 1945; Levorsen, 1967; Perrodon, 1983; North, 1985; Milton & Bertram, 1992). La clasificación de las trampas puede darse de diferentes maneras dependiendo del autor que se consulte, ya que algunos hacen un mayor énfasis en elementos geométricos, mientras que algunos otros en el mecanismo de formación; sin embargo, según Levorsen (1967) se pueden definir tres tipos: trampas estructurales, trampas estratigráficas, y trampas combinadas (estructurales/estratigráficas); otro tipo de trampas que no se consideran dentro de esta clasificación son las hidrodinámicas.

4.2 TRAMPAS ESTRUCTURALES

Las trampas estructurales son creadas por eventos de deformación que ocurren durante o posterior a la deposición de los sedimentos, generando geometrías (estructuras) que permiten la acumulación de hidrocarburos. Las estructuras resultantes pueden estar dominadas por estructuras tales como pliegues, fallas, cuerpos salinos, una combinación de las anteriores, etc.

Existe una variedad de distintos tipos de trampas estructurales propuesta por varios autores, cada uno basándose en características particulares para su clasificación (e.g Clapp, 1929; Levorsen, 1967; North, 1985); sin embargo, las trampas estructurales más importantes son aquellas relacionadas a plegamiento, y las asociadas a eventos de fallamiento.

4.2.1 Trampas relacionadas a plegamiento

Las trampas relacionadas a plegamiento pueden llegar a exhibir una amplia variedad de geometrías, las cuales pueden ser modificadas por un número significativo de eventos de deformación posteriores a la depositación, o bien, durante la misma. Las trampas de hidrocarburos relacionadas a plegamiento pueden dividirse en dos tipos diferentes, las que se asocian a fallamiento, y las que se encuentran exentas de la presencia de fallas.

La mayoría de las fallas relacionadas a pliegues son el resultado de un evento de plegamiento sobre una superficie de falla no planar. El basamento cristalino puede o no, estar involucrado, así como también pudo haber ocurrido acortamiento ó procesos extensivos. Los ejemplos más comunes para esta clase de trampas son los *fault bend folds* (Suppe, 1983) y *fault propagation folds* (Suppe and Medwedeff, 1984). Otro tipo de trampas de pliegues relacionadas a fallas incluyen los *drag folds*, o bien, pliegues formados por fuerzas friccionales que actúan a través de una falla (Suppe, 1985), y también los *drape folds*, los cuales son formadas por el plegamiento sobre una falla sepultada, a lo largo de la cual ha ocurrido reactivación de la misma (Suppe, 1985) (Figura 4.1).

Las trampas de hidrocarburos plegadas que no se relacionan a fallamiento son resultado de *buckling* originado por el acortamiento de los estratos por encima del *décollement*, usualmente dentro de un paquete grueso de evaporitas o lutitas. Los pliegues tipo *Kink* y *Chevron* son característicos de estructuras plegadas no relacionadas a fallas. Otro tipo de trampas son aquellas que se forman por el plegamiento que ocurre sobre el flujo de material con un desplazamiento horizontal o vertical, sin ningún acortamiento o extensión significativo de los estratos. Los pliegues tipo *Drape* pueden originarse no solamente por el fallamiento como se mencionó anteriormente, sino también por un diferencial de compactación que ocurre sobre topografías sepultadas, arrecifes, etc. (Figura 4.2).

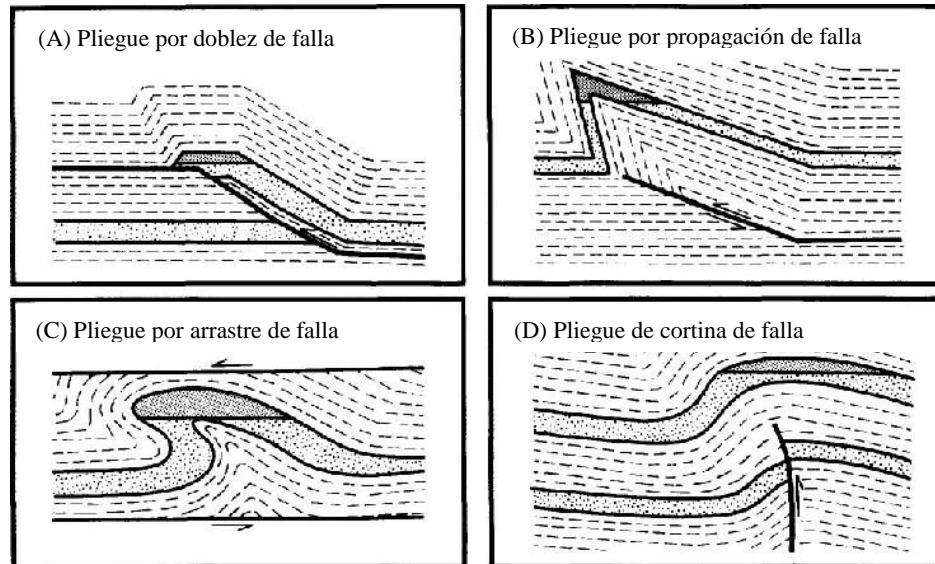


Figura 4. 1 Tipos de trampas en las cuales los mecanismos de plegamiento son dominantes. Las trampas relacionadas a fallamiento son (A) Pliegue por doblez de falla (Fault bend fold), (B) Pliegue por propagación de falla (Fault propagation fold), (C) Pliegue por arrastre de falla (Fault drag fold), (D) Pliegue de cortina de falla (Biddle & Wielchowsky, 1994).

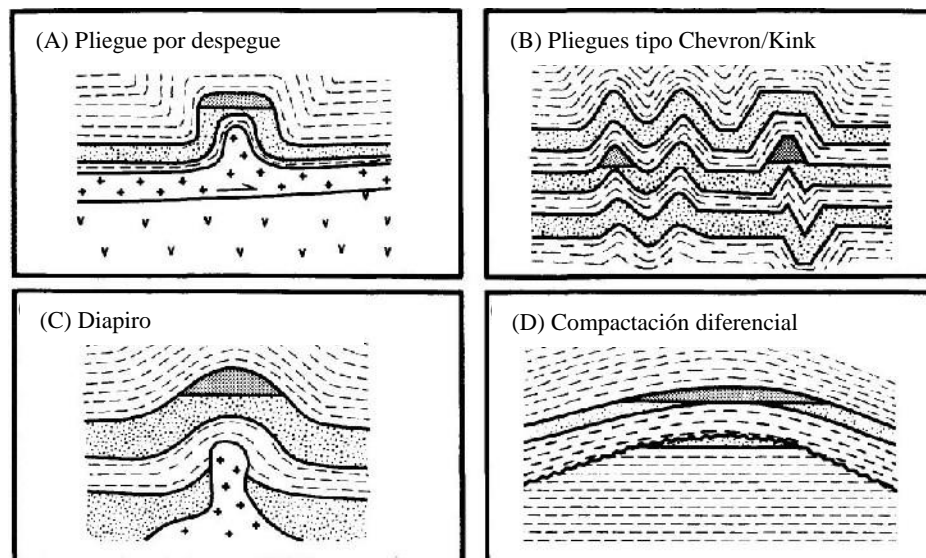


Figura 4. 2 Tipos de trampas en las cuales los mecanismos de plegamiento son dominantes. Las trampas no relacionadas a fallamiento son (A) Pliegue por despegue (Lift off), (B) Pliegues tipo Chevron/Kink, (C) Diapiro, (D) Compactación diferencial (Biddle & Wielchowsky, 1994).

En la exploración de hidrocarburos, es importante distinguir entre los mecanismos de formación de los pliegues por varias razones, por ejemplo, poder predecir la geometría de una trampa en zonas donde las imágenes sísmicas no la muestran con claridad, mapear posibles trayectorias de flujo de hidrocarburo, y mejorar el análisis de la distribución de las fracturas; adicionalmente, los mecanismos de generación de pliegues, pueden llegar a controlar la creación de fallamiento secundario. Las trampas relacionadas a plegamiento, tienden a cambiar significativamente su geometría con la profundidad.

4.2.2 Trampas relacionadas a fallamiento

Las fallas son extremadamente importantes para determinar la efectividad de una trampa, ya que estas pueden servir como sello o puntos de fuga. Son capaces de actuar como sellos laterales, en el techo o piso de la trampa, mediante la yuxtaposición de rocas impermeables con rocas más permeables, pudiendo también darse el caso en el que el plano de falla funge como una superficie sello al contener rocas impermeables. Las trampas estructurales relacionadas a fallamiento pueden ser divididas en tres categorías según características como el tipo de separación y el buzamiento (Dennis, 1967). Estas categorías son Fallas Normales, Fallas Inversas y Fallas laterales.

Las trampas relacionadas a fallamiento normal son de las más comunes. Estas trampas pueden presentarse con dos diferentes tipos de geometrías, las cuales se pueden dar dependiendo de las configuraciones tectonoestratigráficas de la zona. Las fallas normales; por ejemplo, que incluyen al basamento, ocurren en áreas de extensión de la corteza.

Probablemente la geometría más importante de una falla normal es la denominada “Cierre de puerta” que ocurre en las zonas de intersección de falla. Las fallas normales que ocurren durante la depositación de sedimentos, o bien posterior a la depositación, y que han experimentado despegue del basamento, ocurren en áreas con rápida subsidencia y sedimentación, comúnmente en zonas de márgenes continentales pasivos (Weber *et al.*, 1978), presentando características de un perfil lístrico que es generalmente cóncavo hacia la cuenca. Para el lado del bloque en hundimiento de una falla normal, son comunes las trampas de hidrocarburos conformadas por

pequeñas fallas sintéticas y antitéticas. Las trampas de fallas normales tipo “Keystone” son comunes en zonas donde ocurren intrusiones salinas (North, 1985) (Figura 4.3).

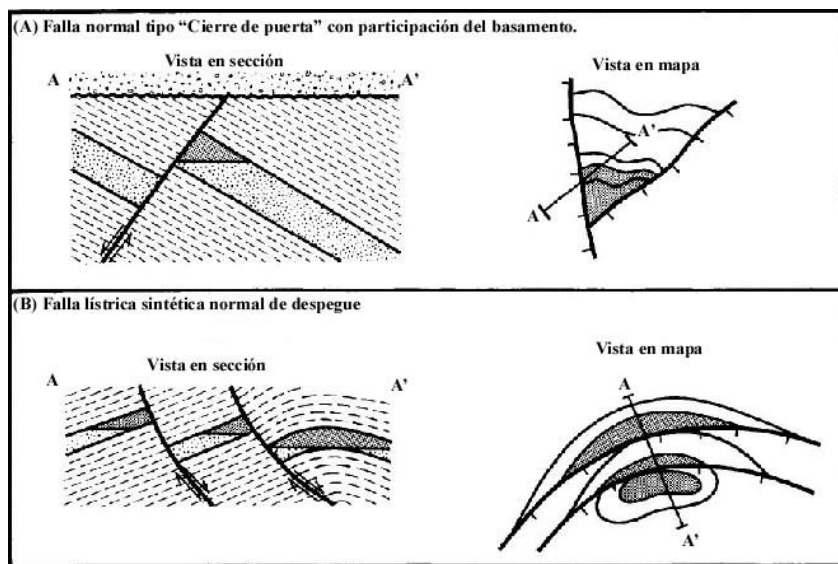


Figura 4. 3 Tipos de trampas de hidrocarburos en los cuales el mecanismo de fallamiento normal es dominante. (A) Falla normal tipo “Cierre de puerta” con participación del basamento, (B) Falla lítrica sintética normal de despegue (Biddle & Wielchowskv. 1994).

Las fallas inversas pueden estar asociadas con eventos de despegue o bien, involucrar al basamento en el fallamiento. Estas estructuras tienden a no producir trampas dominadas exclusivamente por fallas, debido al plegamiento relacionado. Sin embargo, en la Figura 4.4A, se puede apreciar como el buzamiento regional, sumado al fallamiento, puede producir una trampa viable dominada por fallamiento inverso sin plegamiento, así como también, como un desplazamiento menor del bloque de piso puede generar una trampa efectiva sellada por una suprayacente falla inversa.

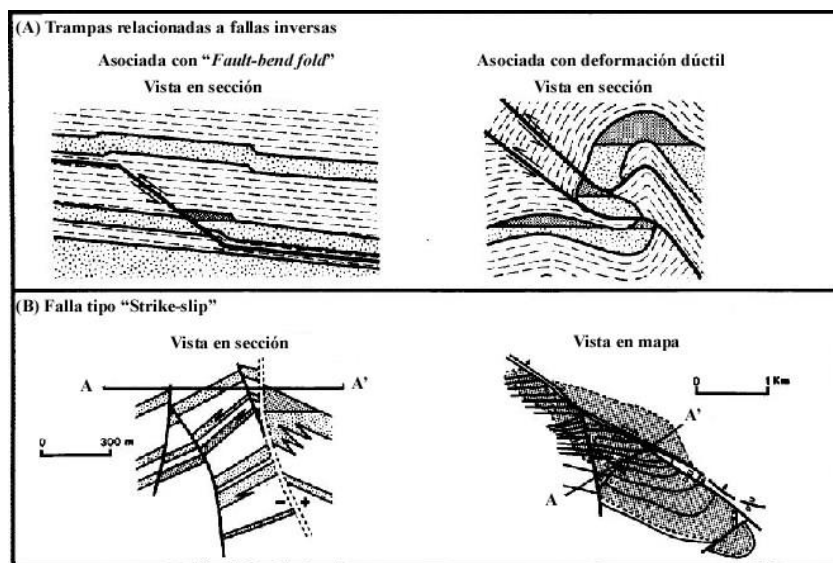


Figura 4. 4 Tipos de trampas de hidrocarburos en los cuales el mecanismo de fallamiento inverso es dominante. (A) Trampas de tipo Fault-bend fold (izquierda), y trampa asociada a deformación dúctil (derecha), (B) Falla de tipo "Strike slip" (Biddle & Wielchowsky, 1994).

4.3 TRAMPAS ESTRATIGRÁFICAS

En 1936, Levorsen propuso el término "trampa estratigráfica" para estructuras con características tales que, las variaciones estratigráficas conforman el elemento principal de confinamiento del hidrocarburo. Hoy en día, la definición de trampas estratigráficas ha evolucionado, quedando definida como aquella trampa cuya geometría y *play* fueron formados por variaciones estratigráficas, las cuales son independientes de la deformación estructural (modificado de North, 1985).

Se han hecho varios esfuerzos para poder clasificar las trampas estratigráficas (e.g., Wilson, 1934; Levorsen, 1967); sin embargo, según Rittenhouse (1972), se pueden clasificar las trampas estratigráficas en tres tipos diferentes: Primarias o trampas estratigráficas de depositación, trampas estratigráficas asociadas con discordancias, y trampas estratigráficas secundarias.

Las trampas Primarias o Trampas Estratigráficas de Depositación son creadas por cambios contemporáneos en la depositación (MacKenzie, 1972). Este tipo de trampas no están asociadas con discordancias significativas. Se pueden tener dos tipos distintos de trampas Primarias o de Depositación: las que se forman por cambios laterales en la depositación (e.g. cambios de facie), y las generadas por el sepultamiento de relieves.

Existe una relación muy importante entre las trampas estratigráficas y las discordancias (Figura 4.5), la cual ha sido reconocida desde hace ya mucho tiempo (e.g., Clapp, 1917; Levorsen, 1954; Chenoweth, 1972; Rittenhouse, 1972). En 1972, Rittenhouse propuso que las trampas asociadas con discordancias pueden clasificarse en dos categorías: las que se producen por debajo de una discordancia y las situadas por encima de una discordancia (Figura 4.6).

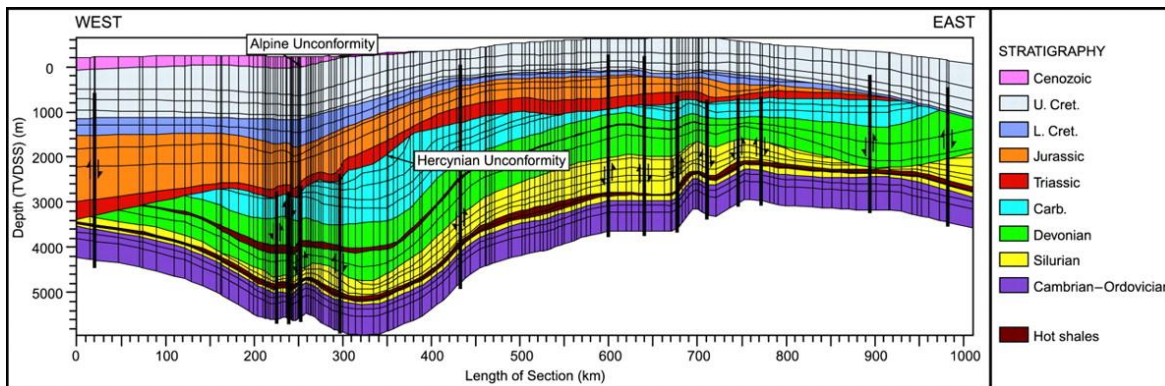


Figura 4. 5 Sección sísmica interpretada de la cuenca petrolífera Ghadames, ubicada al Norte de África. La sección muestra claramente la presencia de dos discordancias estratigráficas importantes: Discordancia Alpina y la Discordancia Hercynian (Underdown y Redfern, 2008).

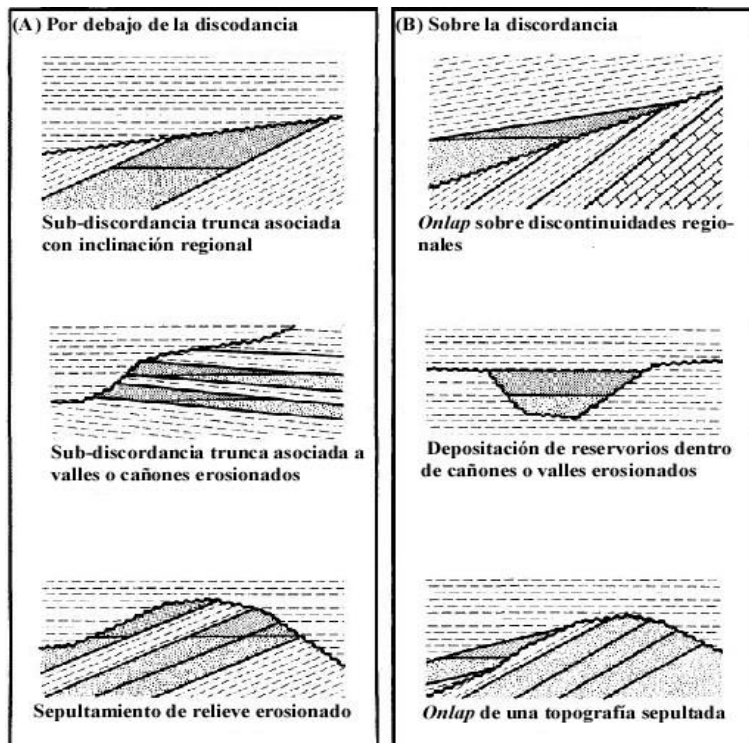


Figura 4. 6 Trampas estratigráficas asociadas con discordancias. (A)Trampas que ocurren por debajo de una discordancia, (B)Trampas que ocurren por encima de una discordancia (Biddle & Wielchowsky, 1994).

Otra categoría importante de trampas estratigráficas es aquella que resulta de la alteración post-deposicional de los estratos. Dicha alteración puede llegar a generar rocas con cualidades propias de un reservorio, o bien, crear sellos a partir de reservorios ya existentes. En la Figura 4.7 se pueden observar dos ejemplos de esta clase de trampas. La primera imagen (Figura 4.7A) muestra una pérdida progresiva de porosidad hacia la parte más alta de la estructura, causada por la cementación en rocas porosas y carbonatadas preexistentes.

El segundo tipo de trampas secundarias se encuentran asociadas con un aumento en la porosidad de las rocas, lo que mejora considerablemente la calidad del reservorio. La dolomitización de calizas con poca permeabilidad es un buen ejemplo de estas trampas (Figura 4.7B).

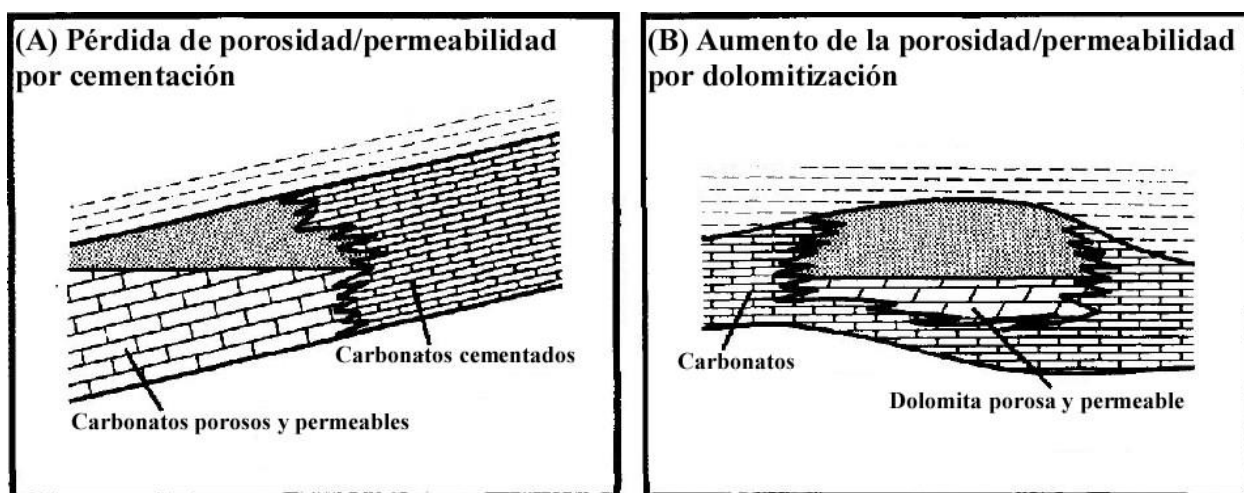


Figura 4. 7 Trampas estratigráficas secundarias. (A) Trampas creadas por una pérdida gradual de porosidad/permeabilidad hacia el tope superior de la estructura por procesos de cementación, (B) Trampas creadas por el aumento de la porosidad posterior a los procesos de la depositación (Biddle & Wielchowsky, 1994).

4.4 TRAMPAS COMBINADAS

Muchas de las trampas de hidrocarburos en el mundo no presentan un comportamiento estructural simple, si no que presentan combinaciones tanto estructurales como estratigráficas. Levorsen reconoció esta particularidad en 1967, y restringió el uso del término “trampas combinadas” a casos en los cuales ni los mecanismos estructurales ni sedimentarios definen por sí solos la génesis de la trampa. Dos ejemplos de trampas combinadas (estructurales-estratigráficas) se puede ver en la Figura 4.8. En ambos casos, parte de la trampa está formada por una depositación tipo *pinchout* de rocas porosas y permeables. El sello generado por el fallamiento, forma una parte importante de la trampa en la Figura 4.7A, mientras que el plegamiento del *pinchout* crea el rumbo necesario en la Figura 4.8B.

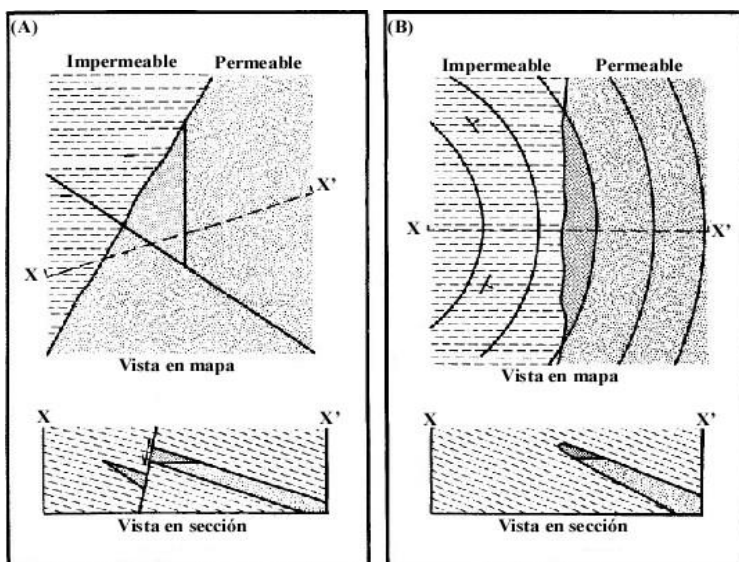


Figura 4. 8 Trampas combinadas. (A) Intersección de una falla con un margen de depositación de la sección porosa y permeable, (B) Plegamiento de una depositación tipo *pinchout* (Biddle & Wielchowsky, 1994).

4.5 TRAMPAS HIDRODINÁMICAS

Este tipo de trampas de hidrocarburos ocurren por la interacción entre el agua, y bien puede ser aceite o gas. La dinámica para el desarrollo de estos reservorios se fundamenta principalmente en el flujo del agua a través de la roca reservorio o roca de carga, el flujo de agua se encontrará entonces con las partículas de agua o aceite, arrastrándolas a zonas propicias para su acumulación, como por ejemplo las charnelas de los pliegues, y entonces, el mismo flujo del agua evitará la movilización de las partículas de aceite o agua, generando así la trampa hidrodinámica.

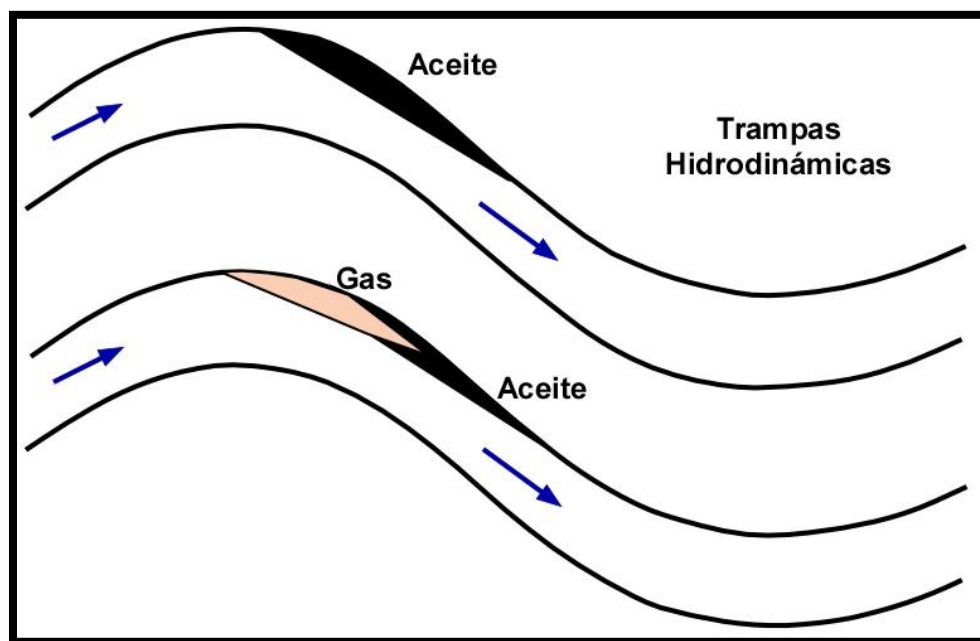


Figura 4. 9 Trampa hidrodinámica de hidrocarburos. Las flechas azules indican el flujo del agua en el reservorio (Modificado de Geologyin.com).

CAPITULO 5

5 ANÁLISIS ESTRUCTURAL

5.1 INTRODUCCIÓN

El entendimiento del complejo estructural que conforma un yacimiento de hidrocarburos será siempre un factor de suma importancia, y esto se debe a que, gracias a esto, los geoscientíficos pueden determinar las zonas de mayor concentración de aceite y/o gas, así como los parámetros que rigen al fenómeno del flujo.

Los análisis estructurales comprenden dimensiones tanto macroscópicas como microscópicas; esto es resultado de la gran complejidad que una estructura puede llegar a presentar la mayoría de las veces, por lo que es necesario considerar los componentes deformacionales en todas sus dimensiones.

Sin embargo, es importante no perder de vista el paquete sedimentario que conforma la zona en la cual se esté trabajando; para el caso de la localidad de Casillas, la cartografía muestra la presencia de la Méndez, San Felipe, Agua Nueva, Cuesta del Cura, Tamaulipas Superior, La Peña, Cupido, y Taraises. A continuación, se presenta una descripción general de las formaciones litológicas ya mencionadas, así como los resultados de los datos de fracturamiento recolectado para algunas de estas formaciones.

5.2 UNIDADES LITOLÓGICAS Y FRACTURAMIENTO

Para la presente zona de estudio, la complejidad es uno de los factores que salta a la vista de manera inmediata, y esto es debido a que aquí se hacen presentes diferentes estructuras mayores de deformación, como pliegues, cabalgaduras y fallas laterales que modifican la disposición de estructuras simples preexistentes.

Considerando las estructuras principales, se establecieron puntos específicos para realizar el levantamiento de datos que sustenta el presente análisis estructural (Figura 5.1).

Se documentaron una cantidad importante de datos de fractura en cada una de las estaciones establecidas en el área de estudio (Figura 5.1); las formaciones geológicas sobre las cuales se pudo

llevar a cabo la toma de datos son Formación Méndez, San Felipe, Agua Nueva, Cuesta del Cura, Tamaulipas Superior, y Taraises.

Una característica particular que se destacó al momento de llevar a cabo el análisis de los datos es la variación que se presente en los rumbos de las capas de estratificación, estando esto íntimamente relacionado con la historia deformacional compleja de la zona.

A continuación, se muestran la clasificación de los datos recolectados de los diferentes sistemas de fracturas para cada una de las formaciones geológicas.

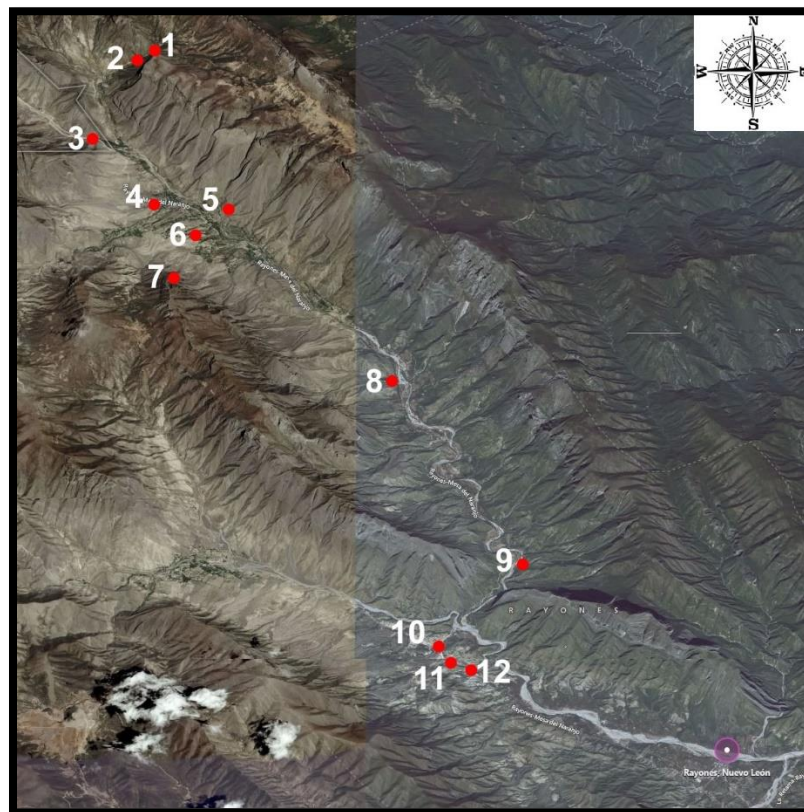


Figura 5. 1 Localización de las distintas estaciones (puntos rojos numerados) donde se realizaron los levantamientos de datos estructurales (fracturas). En la esquina inferior derecha se muestra la localización del municipio de Rayones, Nuevo León (Punto blanco/morado) (Imagen tomada de *Bing Maps.com*)

5.2.1 Formación Tarieses

Imlay (1936) describió, a la Formación Tarieses en dos miembros; el miembro inferior compuesto de caliza gris, resistente a la erosión; sin embargo, el miembro superior se constituye de estratos delgados de caliza y caliza arcillosa, en superficie fresca presenta un color de gris claro a gris oscuro, gris-amarillento o crema; muy fosilífera. De manera general, la unidad consiste en una caliza arcillosa, con textura de mudstone a wackestone de color gris oscuro, con algunas intercalaciones de margas y lutitas calcáreas de capas laminares, en estratos de medianos a gruesos.

Las principales familias de fracturas que se documentaron son de cizalla tipo $h0l \rightleftharpoons a$, $0kl \rightleftharpoons c$ (Figura 5.2). La estación correspondiente a las mediciones realizadas en esta formación es la siguiente: 2 (Ver tabla 5.1).

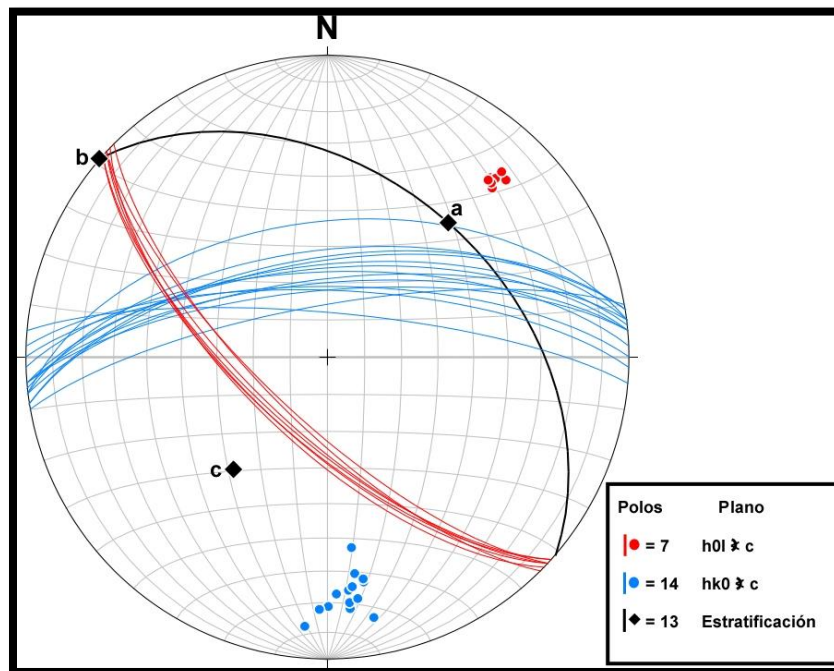


Figura 5. 2 Red estereográfica de fracturas de la Formación Tarieses para la estación 2.

Estación		hk0 < a	hk0 < b	h0l < a	h0l < c	0kl < b	0kl < c	ac	bc	ab
1	14 R 377703 E 2792542 N	✓		✓						
2	14 R 377394 E 2792333 N				✓		✓			
3	14 R 375865 E 2789684 N	✓								
4	14 R 377731 E 2787315 N				✓			✓		
5	14 R 379630 E 2787123 N							✓		
6	14 R 378772 E 2786291 N							✓		
7	14 R 377987 E 2784888 N								✓	
8	14 R 383791 E 2781180 N							✓		
9	14 R 386947 E 2774693 N					✓				✓
10	14 R 384871 E 2771528 N	✓					✓			
11	14 R 384942 E 2771066 N							✓		
12	14 R 385329 E 2770963 N	✓		✓						

Tabla 5.1 Sistema de fracturas correspondiente a las diferentes unidades litológicas en el área de estudio.

5.2.2 Formación Cupido

En su descripción original, Imlay (1937) define la unidad como caliza de color gris oscuro, formando capas con concreciones de pirita, y concreciones de pedernal gris claro. De manera general, esta unidad está constituida de caliza gris (Córdoba, 1963; Enciso de la Vega, 1968; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994; Humphrey y Díaz, 2003), en algunas ocasiones negra en la parte superior de la unidad (Barragán y Díaz-Otero, 2004). Dentro de la caliza se han llegado a realizar reportes, donde se indica una presencia muy marcada de pedernal (Enciso de la Vega, 1968; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994), así como también se han llegado a realizar reporte de concreciones de pirita (Enciso de la Vega, 1968; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994) y de marcasitas oxidadas (Tristán-González y Torres-Hernández, 1994). Estudios más detallados como el realizado por Guzmán (1973), se refiere a tres tipos de facies, entre las que están: facies de plataforma, constituida por *wackestone* y *packstone* de intraclastos, pellets y

miliólidos, dolomitizadas; facies de cuenca, representada por capas gruesas de *mudstone* con estilolitos, pedernal y pirita; y facies marginal, determinado por arrecifes y bancos de rudistas y corales. Personal de PEMEX (1988) la dividen en facies lagunar, arrecifal y de pre-arrecife.

Esta unidad es fácilmente identificable gracias a la presencia fósil del rudista *Amphitriscoelus* sp. el cual es característico de esta formación (Figura 5.3).

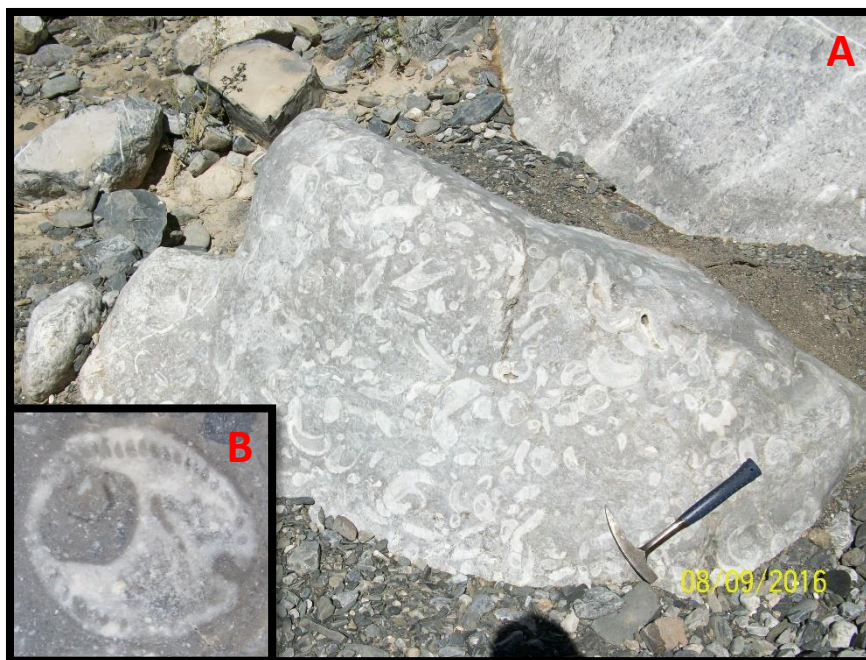


Figura 5. 3 Fragmento de roca de la Formación Cupido con un alto contenido de material fósil, principalmente rudistas.

5.2.3 Formación La Peña

Imlay (1936), en su descripción original, dividió esta formación en dos miembros, un miembro inferior de 1400 pies de calizas gris oscuro a gris a claro en estratos medianos a gruesos con algunas zonas de caliza finamente estratificada intercalada con capas de espesor variable de lutita, las superficies intemperizadas son de color gris a gris amarillento y puede contener nódulos de pirita. Humphrey (1949) menciona que la unidad está formada por margas de color gris que intemperizan en colores rosa y rojo, interestratificadas con delgadas capas de calizas de color gris claro a gris oscuro. Presenta estratos delgados de lutitas fósiles de color gris oscuro a negro y comúnmente contiene vetillas y lentes de pedernal de 3 a 9 cm de espesor.

Es posible observar en el área de estudio, que esta formación se compone de margas y lutitas con presencia de bandas y lentes de pedernal. La presencia de amonites es escasa y muestra un espesor que varía de 15 a 30 m.

5.2.4 Formación Tamaulipas Superior

Una de las primeras descripciones litológicas corresponde a la realizada por Belt (1925), quien la describe como calizas compactas de grano fino, con una estratificación bien marcada. El color predominante es gris y contiene un gran número de lentes y nódulos de pedernal de forma irregular; mientras que el color del pedernal varía desde negro a blanco, y la diferencia con respecto a la parte inferior lo indican en las variaciones de color de las calizas de blancas a crema, en cuanto al pedernal está prácticamente ausente y el que se logra encontrar es de tonalidades claras.

Las características que se pueden observar en el área de trabajo, para esta formación, es que se compone de paquetes de calizas con espesores de medianos a gruesos, de colores grises, con estilolitas bien definidas, y escasos nódulos de pedernal. De manera más particular, puede diferenciarse por la presencia de foraminíferos planctónicos con *globotruncanido* (Figura 5.4).

Las familias de fracturas que se encontraron para esta formación son de cizalla principalmente, y corresponden al tipo $hk0\frac{\pi}{4}$ y $h0l\frac{\pi}{4}$ (Figura 5.5). La estación correspondiente a las mediciones realizadas en esta formación es: 1 (Ver tabla 5.1).



Figura 5. 4 Formación Tamaulipas Superior con presencia de estilolitas.

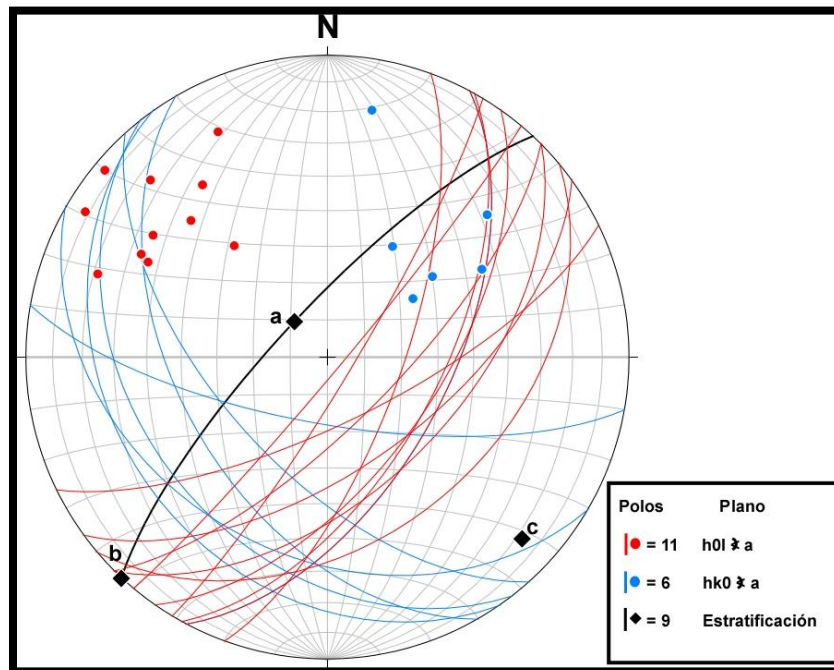


Figura 5. 5 Red estereográfica de fracturas de la Formación Tamaulipas Superior para la estación 1.

5.2.5 Formación Cuesta del Cura

Imlay (1936) menciona que esta unidad se compone principalmente de capas delgadas de calizas onduladas y compactas de color gris oscuro a negro; incluye lutita gris y numerosos lentes de pedernal, algunas capas de caliza son finamente laminadas con bandas grises y negras intercaladas. De manera general esta unidad está constituida por caliza negra con estratificación que varía de delgada a mediana (Rogers *et al.*, 1957; Clemons y McLeroy, 1962; Ledezma-Guerrero, 1967; Echanove-Echanove, 1986; Mitre-Salazar, 1989; Aranda-Gómez *et al.*, 1993 *en* Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Milán *et al.*, 1993 *en* Dávalos-Álvarez, 2003; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004), en algunas ocasiones la caliza se observa café grisácea, laminada y ondulada (Pérez-Rul, 1967). La Formación Cuesta del Cura en el poblado de Casillas presenta calizas con estratificación ondulante intercalado con lutita de espesores delgados; presenta bandas y lentes de pedernal negro. Se caracteriza por plegamiento disarmonico de tipo chevrón (Figura 5.6). Las familias de fracturas que se encontraron para esta formación son de cizalla principalmente, y corresponden al tipo $hk0\alpha$ (Figura 5.7). La estación correspondiente a las mediciones realizadas es: 3 (Ver tabla 5.1).



Figura 5. 6 Formación Cuesta del Cura con una clara presencia de bandas de pedernal, así como la clásica estratificación ondulante, de caliza estratificada con lutitas delgadas.

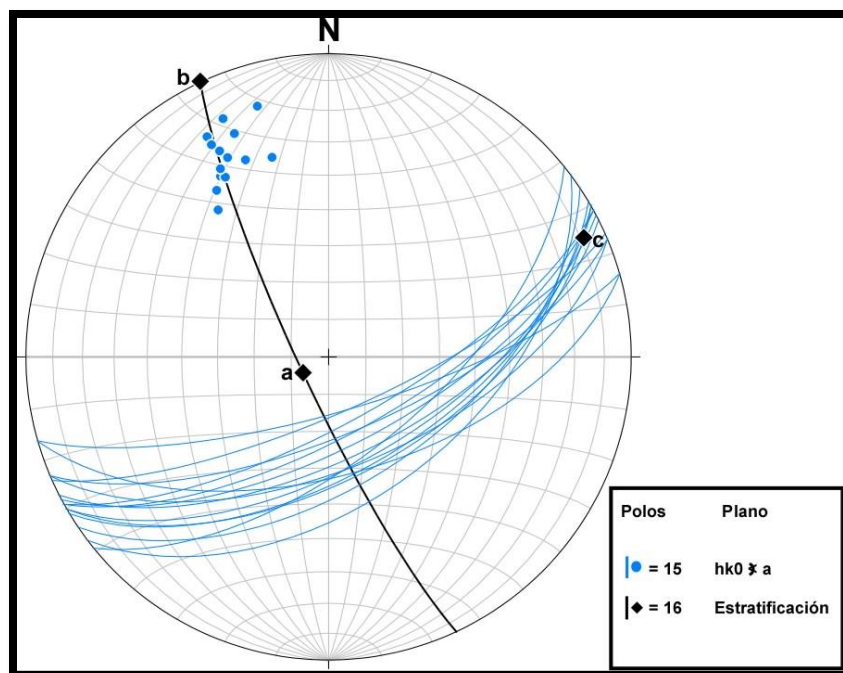


Figura 5. 7 Red estereográfica de fracturas de la Formación Cuesta del Cura para la estación 3.

5.2.6 Formación Agua Nueva

Stephenson (1922) describió que la Formación Agua Nueva en su localidad tipo consiste de caliza con delgados horizontes de pedernal, intercalados con lutita carbonosa negra que contiene abundantes *Inoceramus labiatus*. Por otra parte, Carillo-Bravo (1971) la describe como caliza arcillosa finamente bandeada, caliza de grano fino a medio de color gris a negro, en capas de espesor delgado a medio que alternan con estratos medianos a gruesos de lutita laminar de color gris oscuro a negro, de intemperismo amarillento, ligeramente rojizo; una de sus características principales es la presencia de lentes o láminas de pedernal negro.

De manera general, la Formación Agua Nueva, para el área de estudio presenta lutita bituminosa con intercalación de margas, presentando también nódulos de pirita y/o hierro oxidado (Figura 5.8), así como una fracturamiento laminar característico.

Las familias de fracturas que se encontraron son extensionales, destacando las familias bc, y ac (Figura 5.9 a 5.1). Las estaciones correspondientes a las mediciones realizadas en esta formación son: 5, 6 y 7 (Ver tabla 5.1).



Figura 5. 8. A) Manchones de óxido de hierro, B) Horizontes de lutita bituminosa.

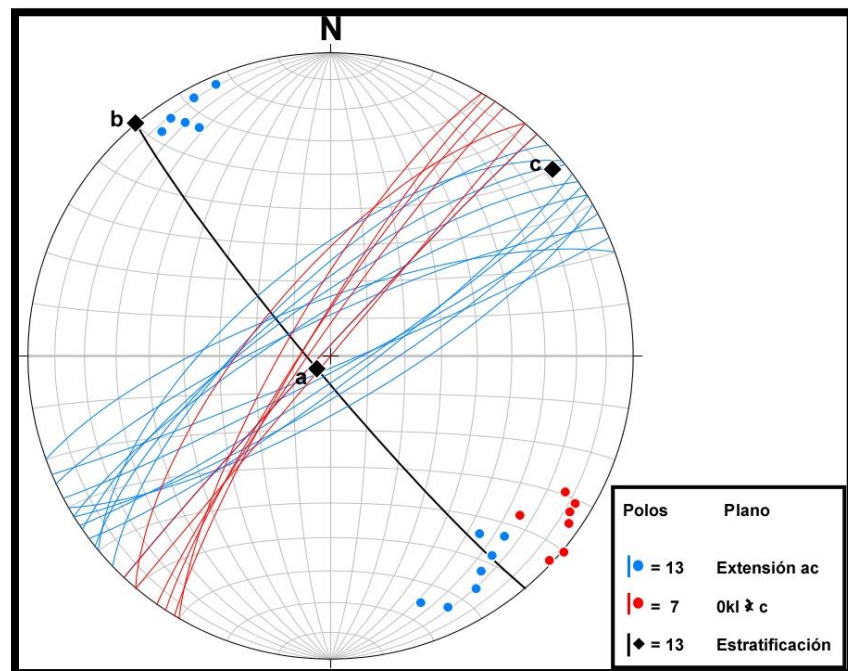


Figura 5. 9 Red estereográfica de fracturas de la Formación Agua Nueva para la estación 5.

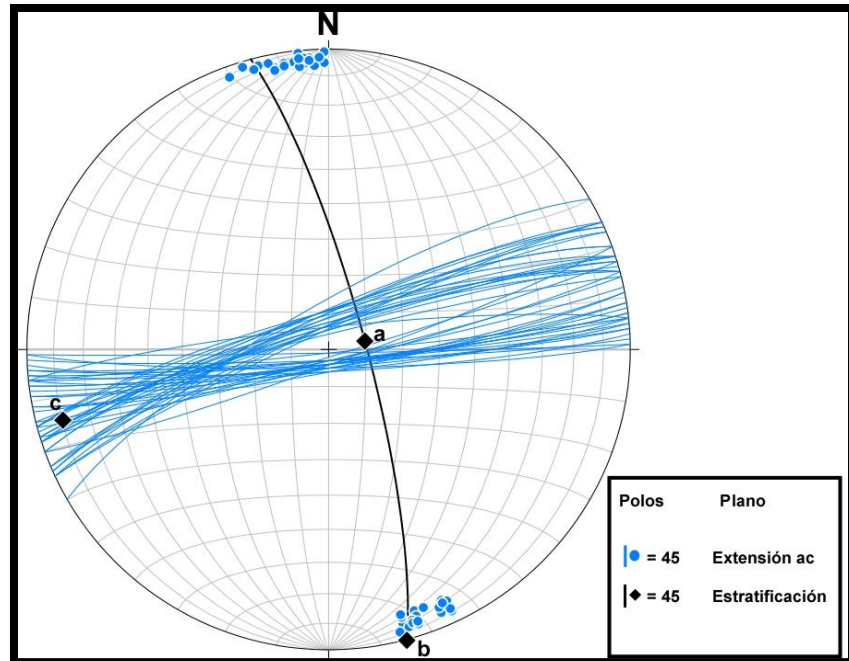


Figura 5. 10 Red estereográfica de fracturas de la Formación Agua Nueva para la estación 6.

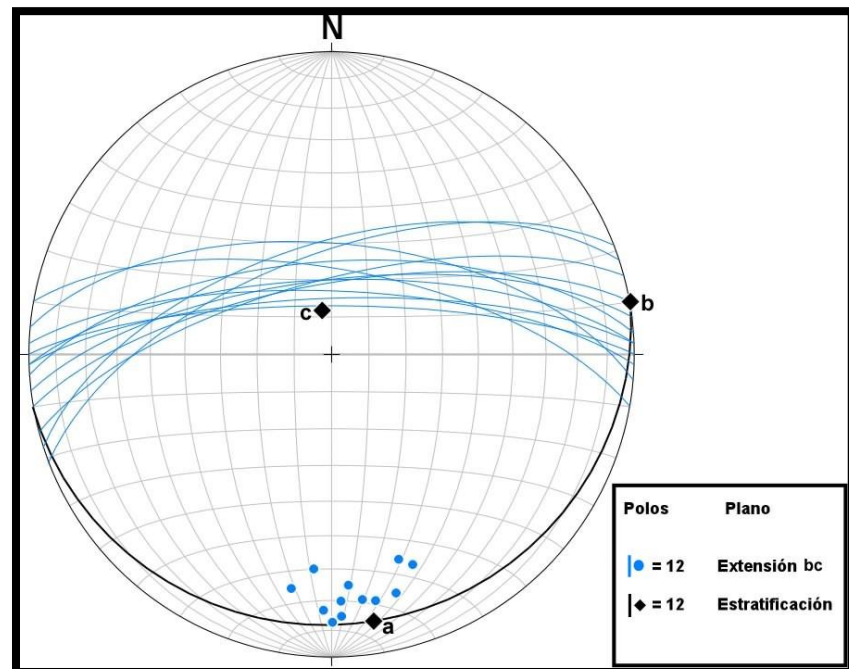


Figura 5. 11 Red estereográfica de fracturas de la Formación Agua Nueva para la estación 7.

5.2.7 Formación San Felipe

Esta formación se caracteriza por poseer alternancia de caliza, lutitas grise, caliza arcillosa, marga gris y verde (López-Ramos, 1979; Santiago-Carrasco *et al.*, 2000), y lutitas bentónicas (Padilla y Sánchez, 1978; PEMEX, 1988; Mendoza-Torres y García-González, 2010). De manera particular, Muir (1936) describe que el miembro San Felipe inferior se caracteriza por estar constituido en la base por caliza arcillosa de color gris oscuro, caliza gris verdoso y en la cima por capas tobáceas de color lila, mientras que el miembro San Felipe superior está conformado por una alternancia de caliza y lutita de color blanca a gris de facies calcáreas a facies arcillosas.

Para la localidad de Casillas, la Formación San Felipe se presenta como un paquete de areniscas de grano fino, limolita, y lutita, con horizontes de bentonita (Figura 5.12) y caliza silicificada intercalada. Todo intercalado. La caliza es color blanco y muy resistente a la erosión.



Figura 5. 12 Horizonte bentonítico de la Formación San Felipe, mostrando su clásica coloración verdosa.

5.2.8 Formación Méndez

En la primera descripción hecha por Jeffreys (1910), menciona que esta unidad consiste en un depósito uniforme de lutita gris-azul de varios metros de espesores, con borde interno arcilloso a semi-margoso; toda la secuencia consiste de margas y algunas capas irregulares de arenisca y caliza. Dumble (1915) describe a esta unidad como capas de lutita de color azul o negro con limo y arcilla, su color intemperizado es café amarillo o blanco. De Golyer (1915) menciona que consiste de capas que gradan hacia abajo a la Formación San Felipe y conforma una serie de lutita gris a verde, marga y arcilla, escasamente contiene capas de arenisca y caliza.

En el área de estudio, esta formación está compuesta por arenisca de grano fino intercalado con lutita calcáreas masivas; presenta coloraciones café-amarillos, y en algunos casos se aprecian colores verdes. Posee altos niveles de fracturamiento y amplio desarrollo de foliación, exhibiendo familias de fracturas de extensión, así como de cizallamiento (Figura 5.13).

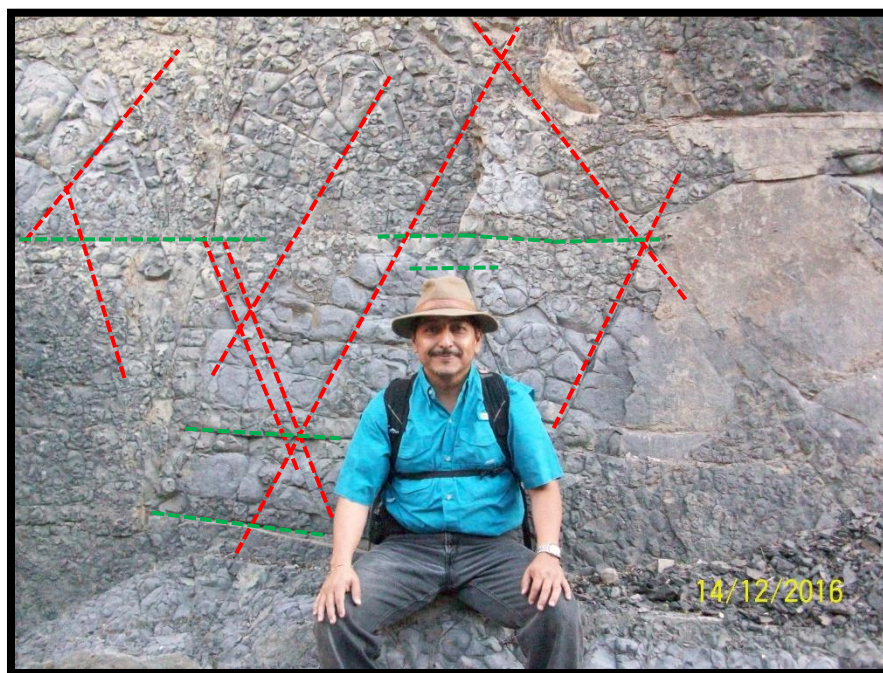


Figura 5. 13 Afloramiento de la Formación Méndez con una presencia muy marcada de fracturas de cizalla (líneas punteadas rojas) y extensión (líneas punteadas verdes).

Las estaciones correspondientes en las que se tomaron datos estructurales son: 4, 8, 9, 10, 11 y 12 (Ver tabla 5.1). Las principales familias de fracturas que se documentaron son de cizalla tipo $hk0 \pm a$, $h0l \pm a$, $0kl \pm c$, y de extensión bc , ac , ab (Figura 5.14 a 5.19). La presencia de estas diferentes familias de fracturas permitió corroborar el régimen deformacional complejo de la zona.

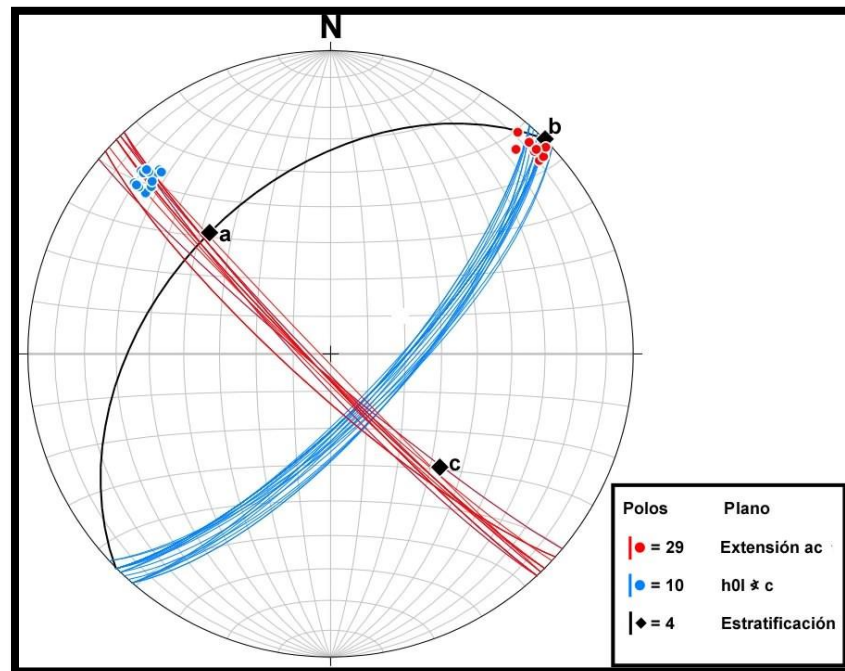


Figura 5. 14 Red estereográfica de fracturas de la Formación Méndez para la estación 4.

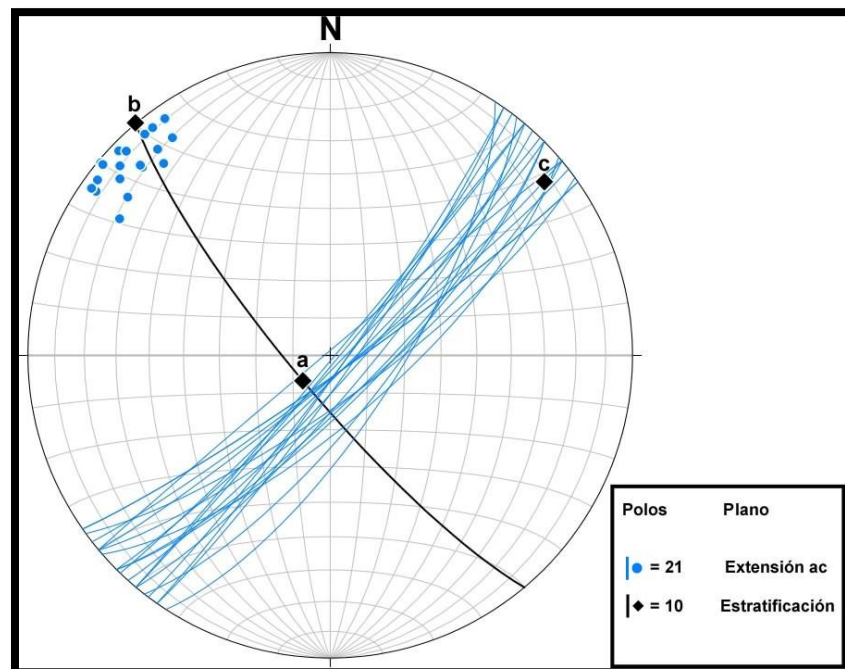


Figura 5. 15 Red estereográfica de fracturas de la Formación Méndez para la estación 8.

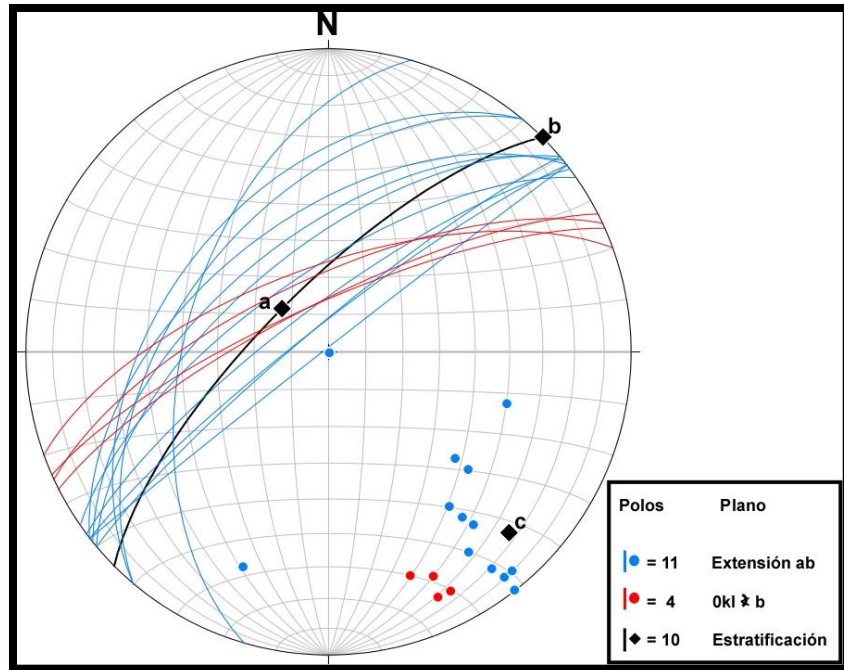


Figura 5. 16 Red estereográfica de fracturas de la Formación Méndez para la estación 9.

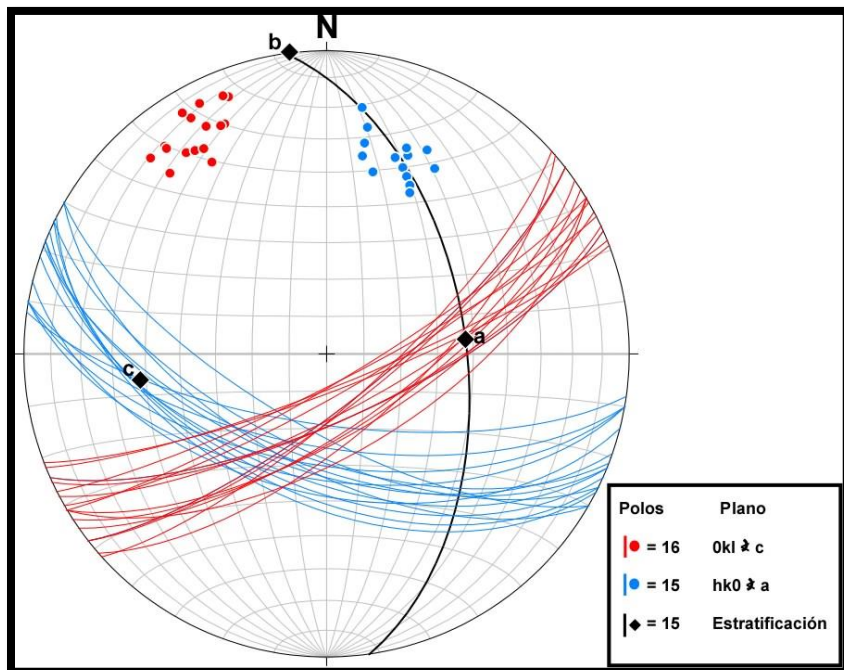


Figura 5. 17 Red estereográfica de fracturas de la Formación Méndez para la estación 10.

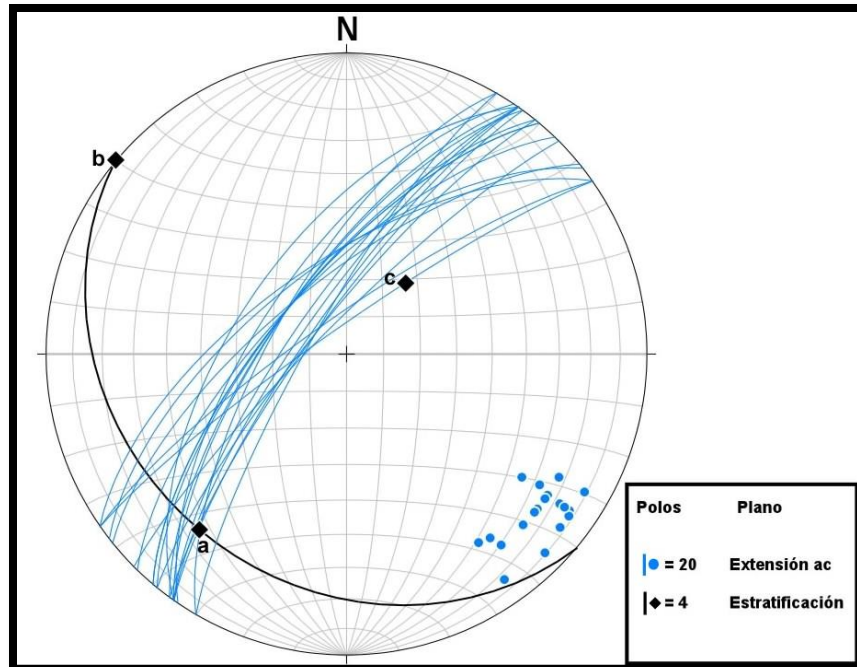


Figura 5. 18 Red estereográfica de fracturas de la Formación Méndez para la estación 11.

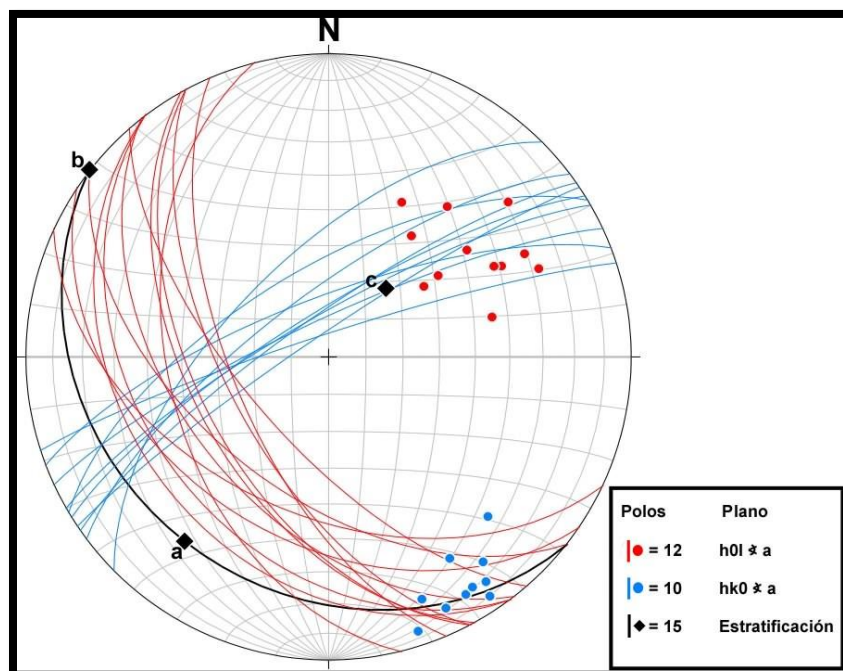


Figura 5. 19 Red estereográfica de fracturas de la Formación Méndez para la estación 12.

5.3 ANÁLISIS DE DATOS

Los sistemas de fracturas son un resultado claro del conjunto vectorial de esfuerzos que participan en los eventos de deformación de un área en particular. Es posible que, dependiendo de la magnitud de los esfuerzos, así como de la dirección en la que estos se están ejerciendo, encontremos sistemas de fracturas con índices altos de homogeneidad, es decir, que la variación en la presencia de las diferentes familias de fracturas (cizalla o extensión) sea mínima.

Twiss y Moores (1992), presentan un modelo general para la relación que existe entre las estructuras plegadas y el desarrollo de las diferentes familias de fracturas (Figura 5.20); sin embargo, cuando aunado al acortamiento tectónico que da lugar a los pliegues, sumamos diferentes eventos de fallamiento, se tendrá como resultado sistemas intrínsecos y más complejos de fracturamiento.

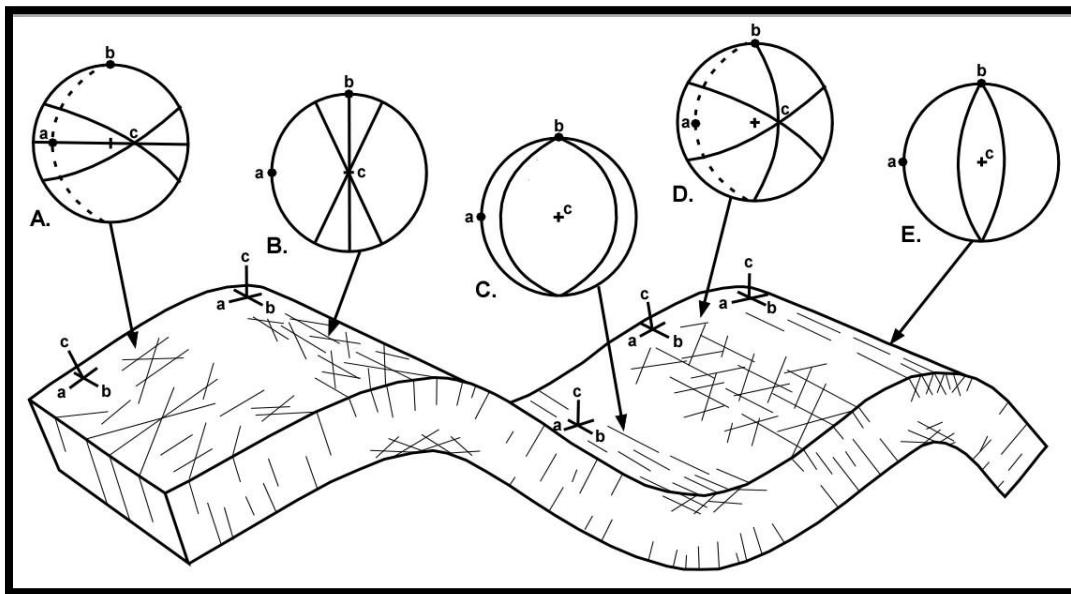


Figura 5. 20 Fracturas asociadas con pliegues. La proyección estereográfica muestra las orientaciones del sistema de coordenadas, las líneas punteadas representan el rumbo y buzamiento de la estructura en las zonas donde no hay horizontalización, y las fracturas se representan por las líneas sólidas; **A:** ac y $0kl > a$, **B:** bc y $0kl > b$, **C:** $hk0 > a$, **D:** bc y $0kl > a$, **E:** $h0l > c$ (Twiss & Moores, 1992).

En un contexto regional, Padilla y Sánchez (1985) presenta una orientación NE para el esfuerzo principal (σ_1) dentro de la Saliente de Monterrey, el cual, junto con los otros dos esfuerzos principales (σ_2 y σ_3) de este mismo evento de deformación regional, son los responsables de los rasgos estructurales de la Curvatura de Monterrey (Figura 5.21).

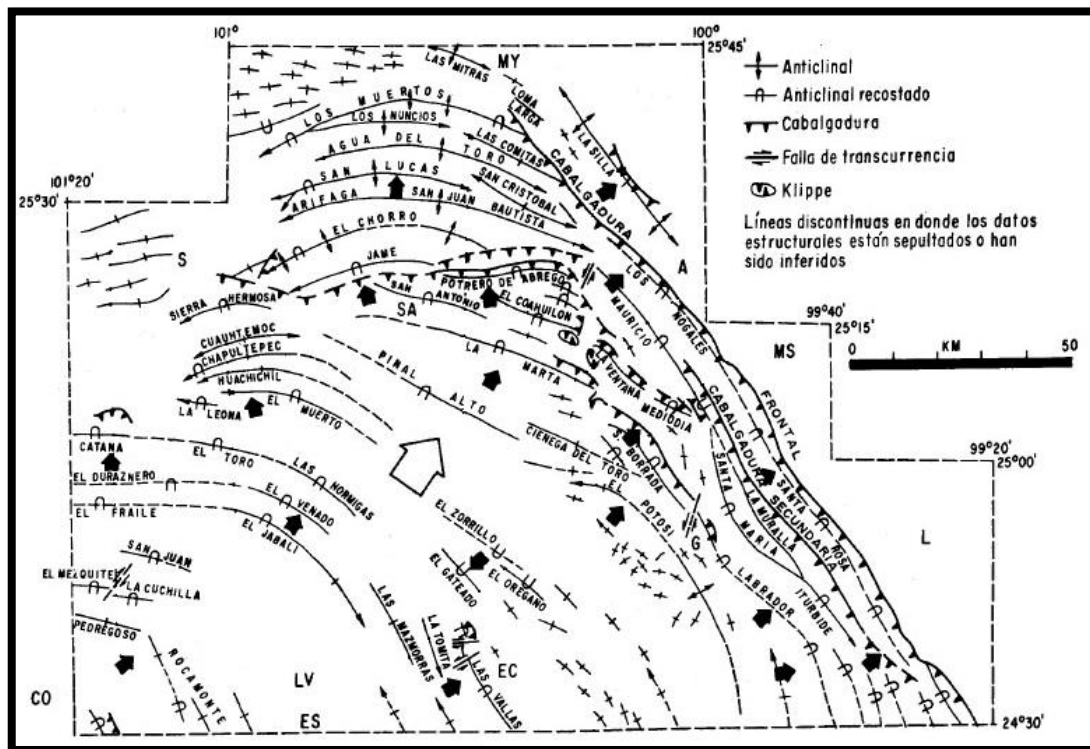


Figura 5. 21 Mapa estructural de la Curvatura de Monterrey mostrando direcciones locales (flechas negras) y regionales de esfuerzos (flechas en blanco) de deslizamiento por décollement (Modificado de Padilla y Sánchez, 1985).

Sin embargo, aunado al modelo de esfuerzos de Padilla y Sánchez (1985), se registraron sistemas de fallas laterales, así como inversas. Esto es importante porque condiciona de manera local, el comportamiento y desarrollo de las fracturas debido a la relación que existe entre estas y los sistemas de fallas (Figura 5.22). Las fracturas relacionadas a fallas inversas siguen los planos de las fallas, y σ_1 es la bisectriz del ángulo agudo y σ_3 es la bisectriz del ángulo obtuso; para una falla lateral, la geometría y estilo de las estructuras asociadas a esta, dependen de varios factores, los cuales intervienen en distintos lugares y lapsos de tiempo a lo largo y dentro de la zona principal de desplazamiento, en lo concerniente a fenómenos de levantamiento o hundimiento a lo largo de la zona de desplazamiento lateral, el factor más importante es la curvatura superficial que presente

la falla con respecto a su vector de desplazamiento, ya que esta geometría curvada determinará eventos locales de convergencia o de divergencia entre los bloques.

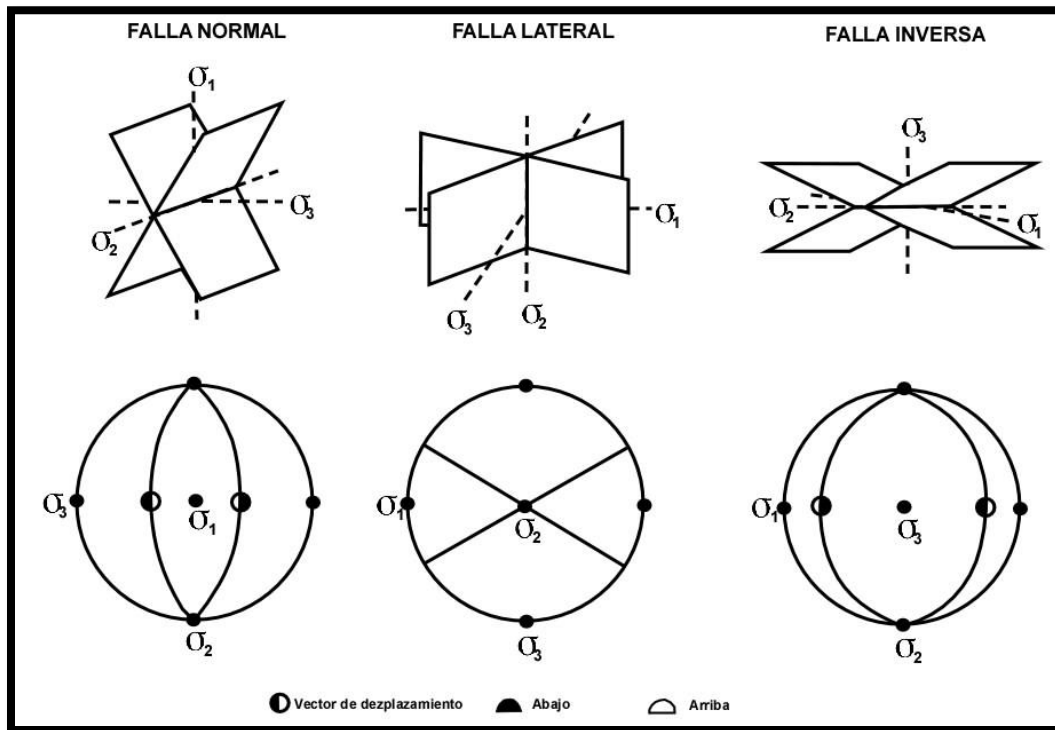


Figura 5. 22 Relación de esfuerzos principales en planos de falla y redes de Schmidt para Fallas Normales, Fallas Laterales, y Fallas Inversas (Anderson, 1951).

5.3.1 Paleo-esfuerzos a partir de poblaciones de fracturas

Los esfuerzos que actuaron durante un tiempo geológico determinado y que, junto otros parámetros, condicionaron el desarrollo de ciertas estructuras, se denominan paleo-esfuerzos, y el estudio y comprensión de estos es de suma importancia, ya que permiten tener un panorama mucho más amplio de la evolución tectónica de una zona en particular. Poder determinar el comportamiento de estos paleo-esfuerzos es posible gracias a la relación que existe entre estos, y el desarrollo de los sistemas de fracturas. Existen diferentes métodos que tratan de explicar de la mejor manera posible la relación que estos dos parámetros guardan (Ver capítulo 1); sin embargo, el método aquí empleado, es el modelo de fallas conjugadas de Anderson (Figura 5.22), y esto es debido a la simplicidad del método, y su precisión en la obtención de los resultados. Mediante el análisis de los datos de fracturas tomados en las diferentes estaciones que se presentan en este capítulo, se determinaron las siguientes direcciones de esfuerzos (Tabla 5.2).

Estación	Fractura 1	Fractura 2	Formación
1	h0l < a σ_1 : 317/77 σ_2 : 223/00 σ_3 : 133/13	hk0 < a σ_1 : 317/77 σ_2 : 133/13 σ_3 : 223/00	Tamaulipas Superior
2	h0l < a σ_1 : 42/40 σ_2 : 311/00 σ_3 : 220/50	0kl < c σ_1 : 220/50 σ_2 : 42/40 σ_3 : 311/00	Taraises
3	hk0 < a σ_1 : 231/84 σ_2 : 55/06 σ_3 : 325/00	-----	Cuesta del Cura
4	ac σ_1 : 314/43 σ_2 : 45/00 σ_3 : 137/48	h0l < c σ_1 : 136/47 σ_2 : 45/00 σ_3 : 315/42	Méndez
5	ac σ_1 : 214/85 σ_2 : 66/06 σ_3 : 336/00	-----	Agua Nueva
6	ac σ_1 : 55/80 σ_2 : 214/10 σ_3 : 150/00	-----	Agua Nueva
7	bc σ_1 : 348/78 σ_2 : 80/00 σ_3 : 171/120	-----	Agua Nueva
8	ac σ_1 : 227/80 σ_2 : 51/10 σ_3 : 320/00	-----	Méndez
9	ab σ_1 : 45/00 σ_2 : 313/73 σ_3 : 135/17	-----	Méndez
10	0kl < c σ_1 : 262/38 σ_2 : 84/52 σ_3 : 353/00	hk0 < a σ_1 : 262/68 σ_2 : 84/52 σ_3 : 353/00	Méndez
11	ac σ_1 : 220/25 σ_2 : 40/65 σ_3 : 310/00	-----	Méndez
12	h0l < a σ_1 : 218/24 σ_2 : 308/00 σ_3 : 40/66	hk0 < a σ_1 : 218/24 σ_2 : 40/66 σ_3 : 308/00	Méndez

Tabla 5.2 Dirección e inmersión de los esfuerzos principales de las familias de fracturas 1 y 2, así como la unidad litológica a la cual corresponden.

Una proyección del esfuerzo principal (σ_1) sobre las diferentes estaciones de mediciones, indica una dirección primaria NE, la cual coincide con los esfuerzos generados por el evento orogénico Laramídico.

5.4 ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS PRINCIPALES

El área de estudio presenta una estructura plegada y cabalgada compleja, la cual es afectada no solamente por diferentes sistemas de fallamiento lateral, sino también por el ascenso de cuerpos de rocas evaporíticas. Las estructuras principales se mencionan a continuación.

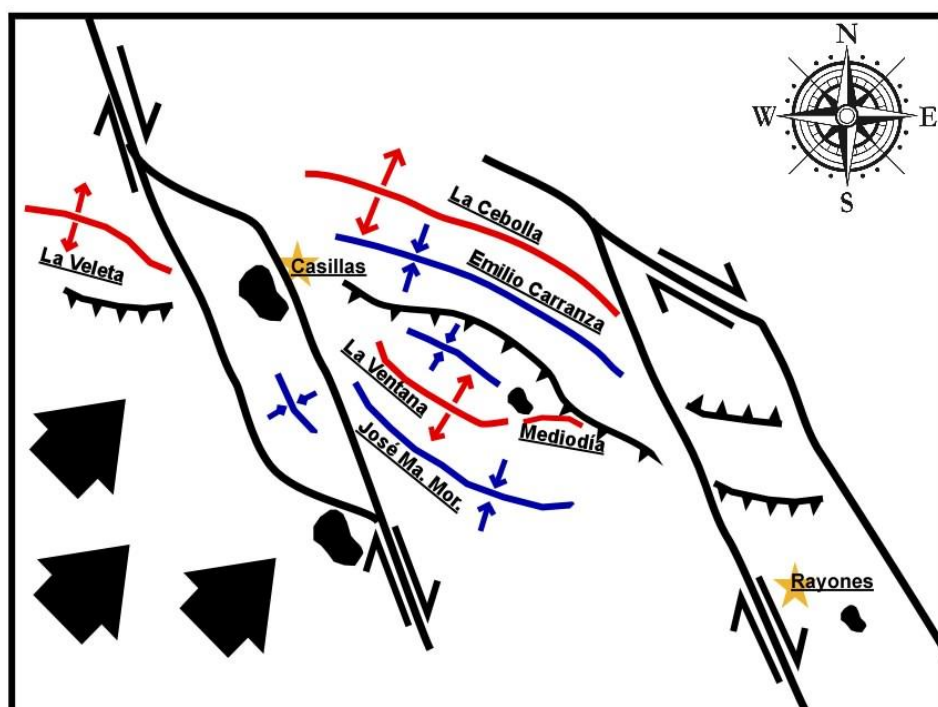


Figura 5. 23 Mapa general de las estructuras principales del área de estudio.

5.4.1 Sierra La Ventana (Anticlinal)

Una de las estructuras más relevantes en la zona es el anticlinal la Ventana. Esta estructura, registrada en trabajos previos de cartografía del Servicio Geológico Mexicano como un anticlinal, es en realidad el resultado de un evento de ascenso de cuerpos de rocas evaporíticas en la zona. Esto queda evidenciado principalmente por la verticalidad de los estratos, los cuales, en combinación con sistemas de fallamiento lateral, resultan en buzamientos que rondan valores entre los 80 y 90 grados de inclinación, así como también cuerpos de yesos remanentes de ese flujo, los cuales se encuentra en la parte NW y SE de esta estructura.

Esta estructura posee una amplitud aproximada de 2 km, la cual, en comparación con el resto de las estructuras de la zona, muestra un estado de compresión mucho mayor.

Se propone que esta estructura esta nucleada por rocas evaporíticas, lo cual funciona como una superficie de despegue, facilitando el desplazamiento y compactación del paquete sedimentario por la Orogenia Larámide (Figura 5.24).

5.4.2 Sierra La Cebolla (Anticlinal)

Aunque esta estructura cuenta solamente con uno de sus flancos dentro del área de estudio, su entendimiento ayuda a la comprensión de la dinámica deformacional de la zona. Su origen se remonta a los estadios iniciales de deformación, es decir, aquellos en los cuales se tiene el desarrollo de los anticlinales y sinclinales en la zona.

Estratigráficamente este anticlinal cuenta con la presencia de las Formaciones Méndez, San Felipe, Agua Nueva, Cuesta del Cura, Tamaulipas Superior, La Peña y Cupido; esta última unidad representa el paquete sedimentario de mayor potencia, ubicándose en las zonas de mayor elevación de la estructura. Las unidades litológicas se encuentran dispuestas en una secuencia normal, y los buzamientos, aunque no tan pronunciados como los de la Sierra La ventana, siguen teniendo ángulos elevados, rondando los 70° y 75° (Figura 5.24).

5.4.3 Sinclinal La Ventana

Otra estructura importante es el sinclinal llamado La Ventana; este sinclinal se compone primordialmente por un paquete masivo de calizas de la Formación Cupido altamente deformado. La morfología de esta estructura se ve afectada por un evento de ascenso de rocas evaporíticas en la zona, lo cual se ve reflejado en una clara reducción de los espesores de los paquetes sedimentarios. El desarrollo de esta estructura ocurre en los primeros eventos de deformación del área.

La longitud para esta estructura es de 1.6 km aproximadamente. El flanco trasero posee valores de buzamiento de 80° hacia el NE, mientras que el flanco delantero se encuentra buzante al SW con 43°.

El paquete sedimentario de esta estructura se encuentra afectado por una zona de fallamiento inverso denominado Falla La Ventana – El Mediodía, viéndose reflejado principalmente en las unidades del Cretácico Superior (Figura 5.24).

5.4.4 Sinclinal Emiliano Carranza

En el estado deformado de la zona es posible definir una estructura plegada tipo sinclinal denominada en este trabajo como Sinclinal Emilio Carranza. A pesar de que este sinclinal se encuentra cubierto en su mayoría por cuerpos masivos de conglomerados, los datos estructurales recolectados corroboran la presencia de esta estructura la cual posee en su núcleo paquetes sedimentarios correspondientes a la Formación Méndez. El flanco SW de esta estructura; es decir, en un corte paralelo al rumbo del pliegue, se puede observar que la secuencia sedimentaria se encuentra invertida. Este pliegue se ve afectado por una extensa zona de fallamiento inverso llamado Falla La Ventana – Mediodía. Esta cabalgadura pone en contacto paquetes sedimentarios de edades correspondientes al Cretácico Superior (Formaciones Méndez, San Felipe, Agua Nueva y Cuesta del Cura), con otros de edades del Cretácico Inferior (Formaciones Taraises y Cupido).

Este sinclinal posee una amplitud aproximada de 3.9 km. El flanco trasero de este pliegue posee valores de buzamiento hacia el NE de 50°, mientras que a el flanco frontal le corresponden valores de buzamiento que oscilan los 60° hacia el SW. El flanco trasero es cortado por la Falla a Ventana – Mediodía y yuxtapone rocas de Cretácico Superior con rocas de edades correspondientes al Cretácico Inferior (Figura 5.24).

5.4.5 Cabalgadura La Ventana – El Mediodía

Este fallamiento inverso es una de las estructuras que más resaltan dentro del área de estudio; atraviesa casi la totalidad de la longitud de la zona, pues posee unos 16 km de largo aproximadamente, poniendo en contacto paquetes sedimentarios de edades correspondientes al Cretácico Superior (Formaciones Méndez, San Felipe, Agua Nueva y Cuesta del Cura), con otros de edades del Cretácico Inferior (Formaciones Taraises y Cupido).

La Cabalgadura La Ventana – El Mediodía se desarrolla posteriormente a la creación de los pliegues de la zona, en un segundo evento de deformación que se caracteriza también por 1789\la génesis de dos sistemas de fallamiento lateral derecho.

Esta estructura afecta dos sierras relevantes, la Sierra La Ventana y Sierra El Mediodía (Figura 5.24).

5.4.6 Zona de Transferencia Casillas y Zona de Transferencia Rayones

Se ha comentado en apartados previos, sobre la presencia de cuerpos de rocas evaporíticas en el área de estudio; estos cuerpos se encuentran de manera particular en la parte NW y SE de la zona como remanentes de un cuerpo principal, siendo este aquel que se encuentra nucleando a la Sierra La Ventana; estos cuerpos de rocas evaporíticas remanentes se han documentado cerca de las zonas donde se encuentran presentes sistemas de fallamiento tanto laterales derechos como inversos.

Esta concentración de los cuerpos de rocas evaporíticas a lo largo de la Sierra la Ventana, se propone como el mayor cuerpo de rocas evaporíticas del área, lo cual provee a esta zona de una reología completamente distinta a la del resto del área, facilitando entre otras cosas el desplazamiento de los paquetes sedimentarios, generando estructuras con estados de compactación mayores a las del resto; en respuesta a estas diferencias en los estados de deformación se desarrollan dos zona de transferencia delimitadas por fallamientos laterales derechos.

Estas dos zonas de transferencia son: Zona de transferencia Casillas y Zona de transferencia Rayones; el desarrollo de estas comenzó en la segunda etapa de deformación, cuando la cabalgadura La Ventana – El Mediodía inicio su formación (Figura 5.23).

La Zona de transferencia Casillas se encuentra en la parte NW del área, cerca del poblado de Casillas; delimita de manera clara la zona con mayor presencia de rocas evaporíticas de aquella con menor cantidad.

La más clara evidencia de este fallamiento se ve reflejado en la zona de valle de la zona de estudio, cuya continuidad se ve interrumpida en su parte NW por la Sierra La Velea, la cual se propone fue desplazada a su posición actual por el mismo sistema de fallas laterales de la zona de transferencia Casillas. Ha sido posible documentar un cuerpo de yeso cercano a la zona del fallamiento, lo que podría ser un posible remanente de un flujo de rocas evaporíticas a través de los planos de falla.

En el caso de la Zona de transferencia Rayones, esta se ubica al SE de la zona de estudio, y asemejando el comportamiento de la Zona de transferencia Casillas, esta marca también el límite de un área con presencia de rocas evaporíticas de aquella con la ausencia de este tipo de rocas. Es

posible observar cuerpos de yesos a lo largo de los planos de fallas laterales de la zona, lo que es indicador de que estos habrían fluido a través de los planos de falla de la zona.

Una característica particular de las zonas de transferencia es que estas truncan la continuidad de la cabalgadura principal de la zona, es decir la falla La Ventana – El Mediodía, cortándola en su parte NW y SE; es posible además observar como estas zonas de transición llegan a fallar estructuras importantes como la Sierra La Velea, pudiendo inclusive apreciarse rotación de algunos bloques.

5.4.7 Cabalgadura fuera de secuencia

Esta cabalgadura, aunque no se encuentra dentro del área de estudio, si se considera en el marco estructural general de la zona; su desarrollo comienza en la segunda etapa de deformación, poniendo en contacto unidades litológicas del Cretácico Superior con unidades del Cretácico Inferior, recorriendo a la Sierra La Borrada de NW a SE (Figura 5.23).

5.4.8 Sierra La Velea

La disposición estructural de la Sierra La Ventana corresponde a un anticlinal en el cual es posible encontrar en su núcleo a la Formación Cupido. El anticlinal se trunca en su parte SE por una falla lateral derecha, poniendo en contacto unidades del Cretácico Inferior con aquellas correspondientes a edades del Cretácico Superior.

Como resultado de la interacción de esta Sierra con el sistema de fallamiento derecho es posible apreciar un desplazamiento de este complejo hacia el NE, el cual queda evidenciado por la interrupción que sufre la zona del valle del área de estudio en su parte NW, y que se ubica entre la Sierra La Ventana y Sierra La Cebolla; originalmente este valle se extendería ininterrumpidamente hacia el NW pero el fallamiento lateral derecho desplazaría a la Sierra La Velea generando así su truncamiento (Figura 5.23).

5.4.9 *Klippe* San Isidro

Esta estructura corresponde principalmente a un paquete sedimentario de la Formación Cupido, el cual fue desplazado y rotado por los sistemas de fallamiento lateral derecho que forman parte de la zona de transferencia Casillas. El *klippe*, que originalmente pertenecía a la Sierra La

Veleta, presenta una clara disposición estructural que no corresponde a la de los complejos estructurales aledaños, exponiendo una secuencia sedimentaria invertida, y un adelgazamiento en el espesor de las unidades litológicas (Figura 5.24)

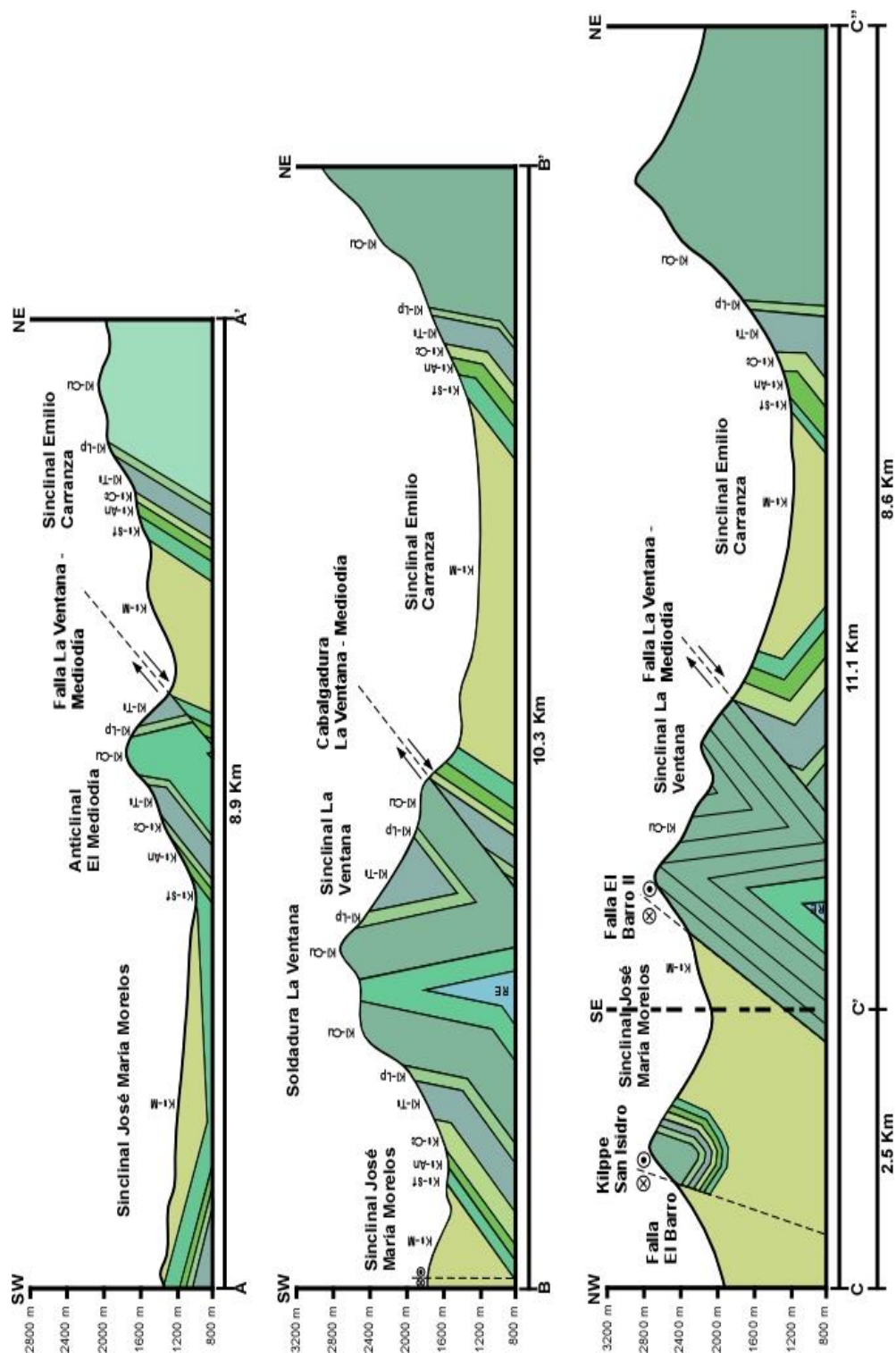


Figura 5. 24 Secciones del área de estudio y sus abreviaturas: **Ks-M**: Formación San Felipe, **Ks-Sf**: Formación Méndez, **Ks-An**: Formación Agua Nueva, **Ks-Cc**: Formación Cuesta del Cura, **Ki-Ts**: Formación Tamaulipas Superior, **Ki-Lp**: Formación La Peña, **Ki-Cu**: Formación Cupido, **RE**: Rocas Evaporíticas.

CAPITULO 6

6 ANÁLOGOS DE TRAMPAS DE HIDROCARBUROS: KU-MALOOB-ZAAP

6.1 INTRODUCCIÓN

Una analogía es una representación utilizada con el objetivo de comprender información nueva, y por lo general se constituye como una manera de establecer o hacer corresponder los elementos de una nueva idea con los elementos de otra previamente desarrollada (Lawson, 1993). En términos generales, una analogía puede definirse como la comparación entre dos dominios, uno más familiar y otro menos conocido, los cuales comparten información de tipo relacional. Así Ruhl, 2003 señala que “una analogía es una comparación de una cosa familiar con otra no familiar, con el objetivo de interpretar o aclarar una característica compartida”. Para poder realizar una analogía geológica, más específicamente en la rama de la geología estructural, se necesita de dos componentes primordiales que son **a)** una estructura previamente conocida y bien documentada y **b)** una estructura no descrita previamente, cuyo comportamiento estructural pueda ser, hasta cierto punto, equiparable con el inciso (a), y facilite así, su entendimiento.

Cuando estructuralmente se desea realizar una analogía, es necesario cuidar ciertos aspectos que por ningún motivo deben pasar desapercibidos:

- I. El Geólogo debe cuidar que tanto la estructura previamente conocida, así como aquella que se está estudiando recientemente, se encuentren bajo un mismo régimen tectónico.
- II. Aunque es algo obvio, es importante cuidar estar tratando ante el mismo tipo de estructuras, es decir, realizar analogías de sinclinales con sinclinales, estructuras diapíricas con estructuras diapíricas, etc.
- III. Si algo se tiene entendido con certeza en las Geociencias, es que la heterogeneidad se encuentra presente en todos los procesos que a esta atañe, por lo que es prácticamente imposible encontrar dos eventos completamente iguales de los cuales sea posible realizar una comparación precisa al 100%.
- IV. La escala de las estructuras es un factor también muy importante que se debe considerar, ya que la dimensión de estas puede llegar a afectar su comportamiento, y por lo tanto el estudio analógico.
- V. Se necesita también la existencia de una analogía entre las rocas involucradas en la deformación, así como una similitud en el porcentaje de acortamiento tectónico.

En el caso de las estructuras aquí estudiadas, estas cumplen con cada uno de los factores para considerarlas análogas, (1) partiendo primero del hecho de que se tiene una estructura conocida que es Ku-Maloob-Zaap, y una menos conocida dentro del área de Casillas, Nuevo León; (2) en segunda instancia, se sabe que se está lidiando con el mismo tipo de estructuras, es decir, sistemas plegados y cabalgados, afectados por sistemas de fallamiento lateral derecho; (3) aunque el comportamiento de los esfuerzos claramente no fue exactamente igual en ambas áreas, se sabe que estas estuvieron sujetas a un mismo tipo de esfuerzos que son compresivos; (4) en cuanto a la escala del estudio, en ambos casos se está tratando con una escala de tipo regional, y por último en referencia a los dos factores adicionales aquí considerados, las rocas de ambas estructuras son sedimentarias marinas y predominan las calcáreas para ambos casos y, finalmente, el porcentaje de acortamiento tectónico oscila entre 30 y 40%.

La complejidad del área de estudio es evidente, y esto pudo constatarse dentro de las primeras campañas de cartografía; esto está ligado principalmente a la presencia de los cuerpos de rocas evaporíticas, que tal y como se ha explicado en capítulos previos, aportan un comportamiento reológico variable a la zona, distinto al resto de las rocas en la zona que responden más de manera frágil cuando su resistencia fue superada durante la aplicación de esfuerzos regionales; lo anterior permitió la generación de sistemas de cabalgaduras y fallamientos laterales que fungen como sistemas de transferencia, estos sistemas laterales de fallamiento son siempre tardíos a pliegues y cabalgaduras, canalizan emplazamiento de evaporitas y afectan completamente a las estructuras de la zona tanto de Casillas, así como a las de Ku-Maloob-Zaap en el Golfo de México.

Se ha mencionado en capítulos pasados, que es precisamente a través de los planos falla verticales que los cuerpos de rocas evaporíticas fluyen hacia niveles más superficiales a través de superficies de menor presión. Esto es muy importante porque este mecanismo de flujo permite que se generen, dentro de las trampas petroleras, unidades sello; en este sentido, en el área de Casillas es posible observar esta dinámica de flujo y emplazamiento de rocas evaporíticas con mayor precisión y de manera directa, y no a través de métodos indirectos, tal y como ocurre en Ku-Maloob-Zaap, o en algunos otros campos petroleros en el mundo. En el caso de los sistemas de fracturas, estos fueron utilizados para analizar y determinar el comportamiento y dirección del esfuerzo principal σ_1 . En la figura 6.1 se puede apreciar un mapa del área de estudio donde se muestra, con unas flechas en color rojo, que la dirección de los esfuerzos principales es NE.

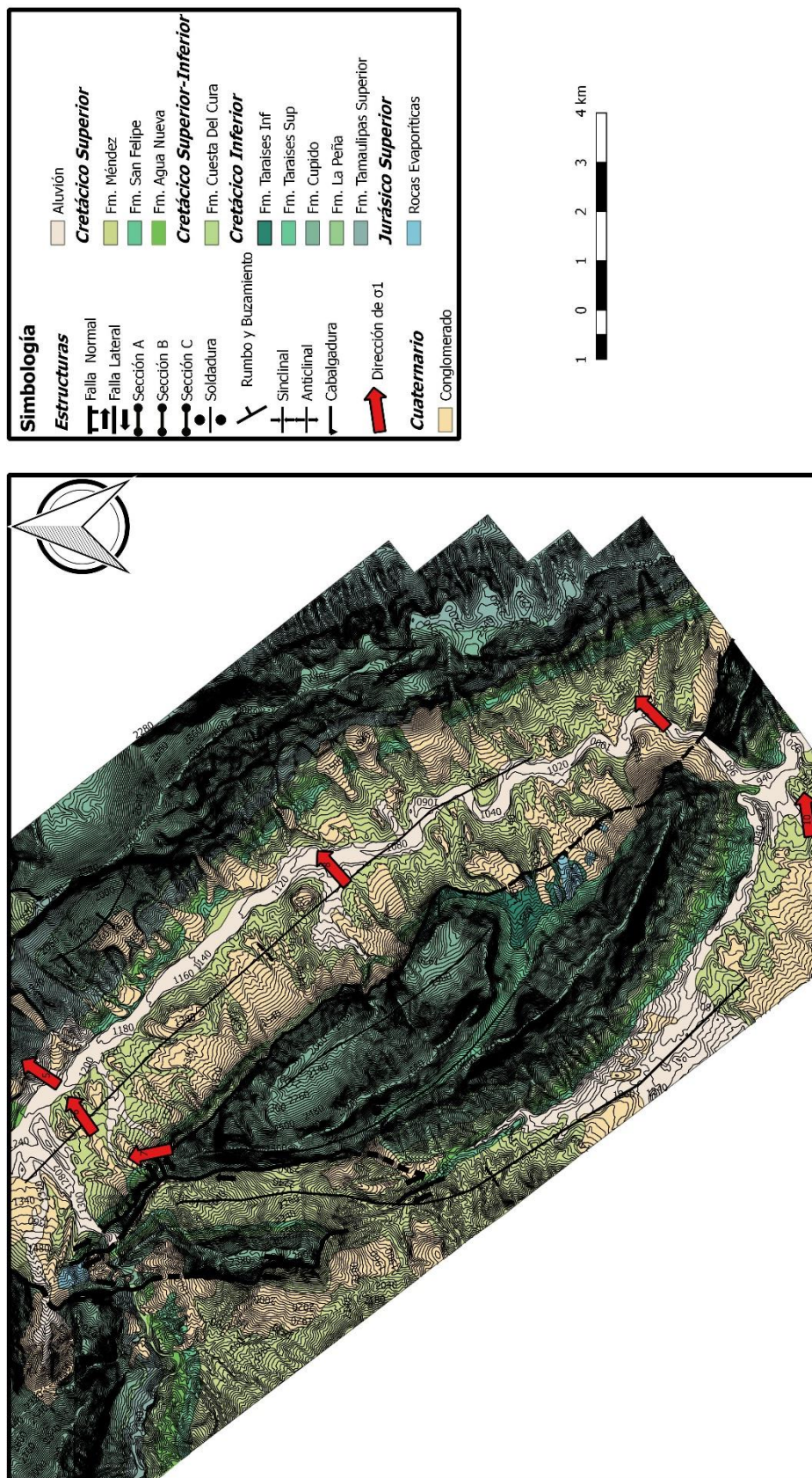


Figura 6. 1 Mapa del área de estudio que muestra, con flechas en color rojo, la dirección principal de la zona. La dirección de los esfuerzos coincide con la disposición geométrica de las estructuras en el área.

Si bien la mayoría de las direcciones de σ_1 indicadas por las flechas rojas en la figura 6.1 tienen una dirección NE, existe una de estas que presenta un cambio muy notorio con respecto al resto, y cuya orientación se presenta como NW; este cambio se debe a que precisamente sobre este punto se encuentra uno de los sistemas de fallamiento lateral del área, que atiende a la zona de transferencia Casillas.

En un marco tectónico mucho más regional, estas zonas de transferencia conformadas por los sistemas de fallamiento lateral derecho, se proponen como el resultado de un evento de transpresión con una zona de rampa lateral dentro de la Sierra Madre Oriental (Figura 6.2). Lo anterior se fundamenta en cambios de facies entre las formaciones del Jurásico superior y el Cretácico inferior.

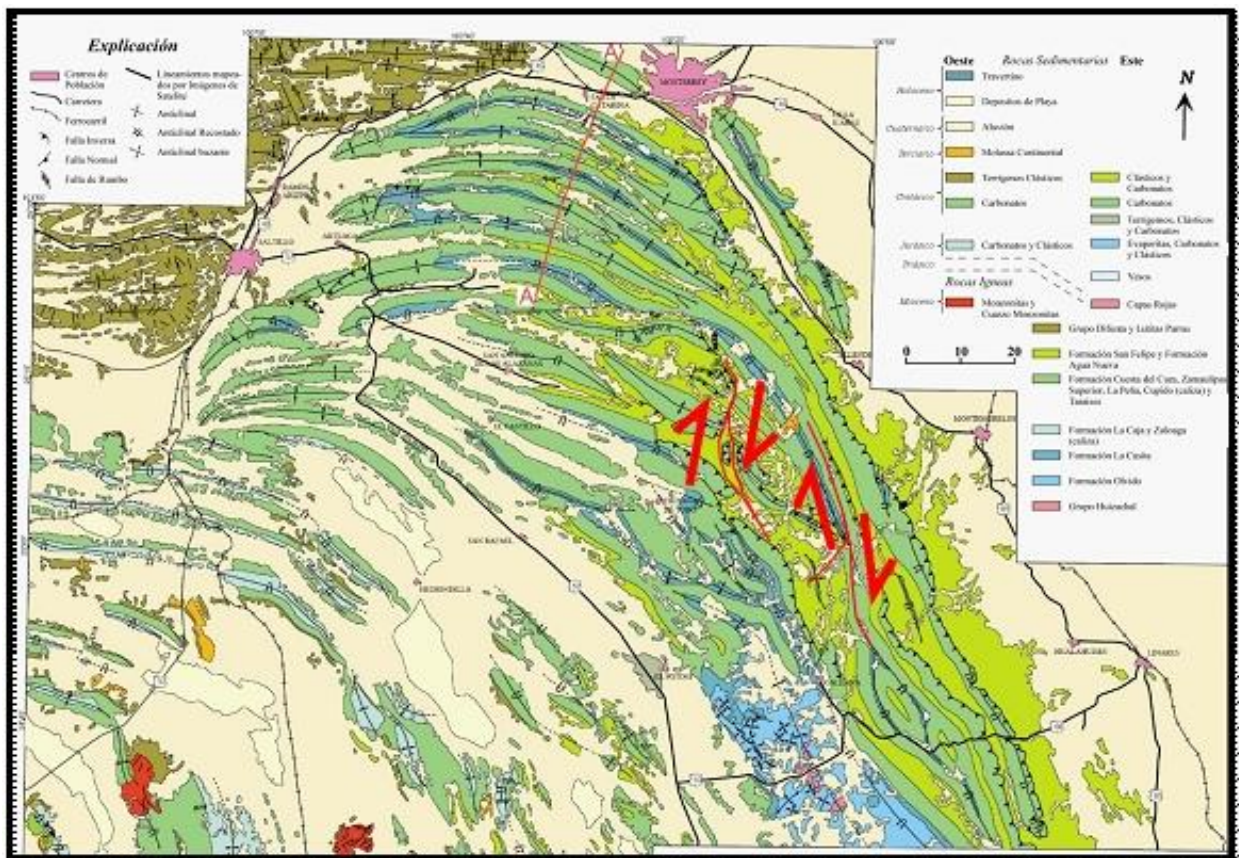


Figura 6. 2 Mapa regional de la Saliente de Monterrey; modificado de Padilla y Sánchez, 1985. Las flechas en color rojo indican el comportamiento cinemático de las zonas de transferencia a un nivel más regional.

CAPITULO 7

7 DISCUSIÓN

7.1 INTRODUCCIÓN

México a través del tiempo se ha llegado a consolidar como uno de los países con mayor producción de hidrocarburos, y si bien su producción, que hoy en día ronda los 1,986,000,000 barriles por día (https://elpais.com/economia/2017/08/24/actualidad/1503530892_423947.html), no alcanza cifras descomunales como la de los países árabes, los cuales producen alrededor de 11,730,000,000 barriles por día, esto le ha bastado para poder posicionarse dentro del grupo de los 11 principales países productores de hidrocarburos; y entonces, como todo gran país petrolero, México enfrenta el reto constante de detener el retroceso en los niveles de producción como sea posible; lo anterior debido a que la producción por primera vez en 40 años está por debajo de los 2MM de barriles diarios (Figura 7.1).

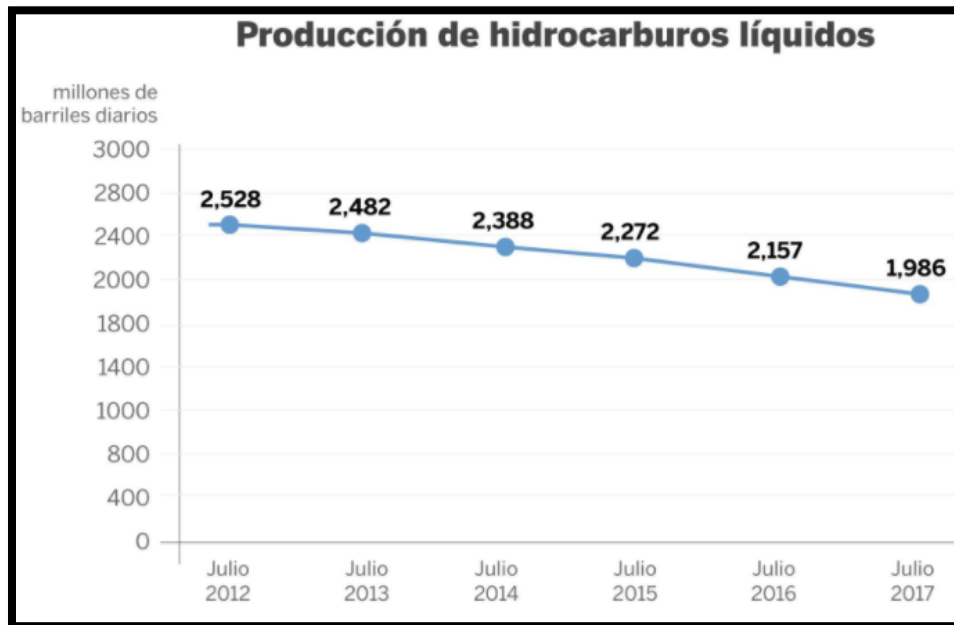


Figura 7. 1 En el presente sexenio la producción ha caído alrededor de medio millón de barriles, la sobreoferta mundial ha afectado notoriamente la producción en México (Fuente: El país sector economía: https://elpais.com/economía/2017/08/24/actualidad/1503530892_423947.html).

Para poder lograr el objetivo de detener el declive en los niveles de producción y de ser posible sostenerla en al menos 2MMbd, la industria mexicana de los hidrocarburos debe valerse de herramientas que le permitan entender con mayor precisión el comportamiento de los Yacimientos Naturalmente Fracturados (YNF), que es de donde se extraen los mayores volúmenes de hidrocarburos en México (Robles, 2010), y es aquí donde los proyectos de investigación científica juegan un papel importante.

La investigación genera una gran cantidad de información que soporta la toma de decisiones relevantes en la industria, y aunque a través del tiempo los profesionistas mexicanos han generado una gran cantidad de experiencia y conocimiento, es importante no perder de vista que cada vez los yacimientos a explorar y explotar son más complejos, profundos y demandan la generación de nuevas tecnologías para alcanzarlos y extraer los hidrocarburos como los yacimientos en aguas profundas, los subsalinos y todos los no convencionales como: shale gas, shale oil, tight gas y tight oil, entre otros, por lo que siempre será necesario continuar con el aporte de nuevos datos que permitan ampliar lo más posible la visión de los yacimientos que representan los nuevos retos en la industria y la generación de recursos humanos con el conocimiento que se demanda para resolver los nuevos retos de la industria.

Desde este punto de vista, continuar con el estudio de análogos a las grandes trampas de hidrocarburos en México es clave para aumentar el nivel de comprensión de estas, y poder así ofrecer soluciones a los problemas que los yacimientos puedan presentar; uno de estos grandes yacimientos petroleros en México es el complejo KU-MALOOB-ZAAP, el cual con una producción diaria de 691,000 barriles representa una de las trampas más importantes del país, y aunque existen ya diferentes estudios en diferentes ramas, como la estructural, geoquímica, paleontológica, etc.; estos han sido en su mayoría a través de métodos indirectos debido a que es una trampa que se encuentra en aguas profundas y es imposible hacer análisis de manera directa. Es aquí donde el estudio de estructuras análogas en superficie cobra importancia, y se convierte en una herramienta de gran peso para la industria de los hidrocarburos, puesto que es posible generar nuevos datos que contribuyen a la comprensión del comportamiento de un yacimiento de manera directa.

7.2 LOCALIZACIÓN

Las estructuras de Ku, Maloob, y Zaap se localizan a lo largo de un cinturón arqueado de estructuras generadas por acortamiento tectónico costa afuera de la bahía de Campeche (Figura 7.2). La bahía de Campeche contiene más de 24 campos petroleros, y es la más prolífica de México en cuanto a hidrocarburos se refiere (Acevedo, 1980; Santiago & Baro, 1992; Guzmán & Márquez-Domiguez, 2001). Juntas, las estructuras de Ku, Maloob y Zaap forman un complejo de campos con una importante cantidad de reservas.

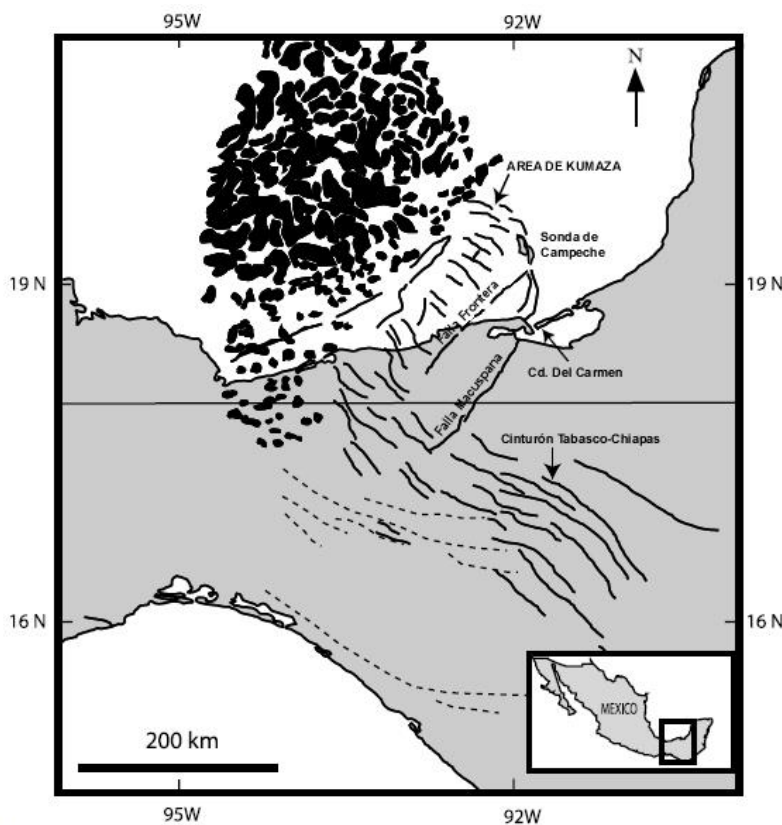


Figura 7. 2 Mapa que muestra la localización del área de KUMAZA en la provincia de la bahía de Campeche (Mitra *et al.*, 2006).

7.3 PRODUCCIÓN HISTÓRICA

A través del tiempo, los campos en México que han dominado la producción histórica de hidrocarburos han sido aquellos que se encuentran principalmente en zonas costa afuera. Campos

petroleros como Cantarell y Ku-Maloob-Zaap ofrecen cerca del 50% de la producción de hidrocarburos a nivel nacional.

En el caso del campo Ku-Maloob-Zaap, el primer campo descubierto de este activo fue Maloob en el año 1979 con el pozo Maloob-1; en 1980 se descubrió el campo Ku con el pozo Ha-1A, y el campo Zaap fue descubierto en 1990 con el pozo Zaap-1. Es así que, desde su descubrimiento este campo comenzó con una producción aproximada desde 1.25 MMbd hasta los 1.5 MMbd, y se mantuvo así hasta el año 1997, donde la producción comenzó a presentar un declive, alcanzando en el año 2003 un rango de producción diario de entre 1 MMbd hasta 1.2 MMbd. Sin embargo, de acuerdo con cifras de la Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH), para los años 2005 y 2006 se alcanzaron valores críticos de producción con un total de 319.1 Mbd y 394.2 Mbd respectivamente (Tabla 7.1). Del año 2007 hasta el 2017, los esfuerzos por aumentar los niveles de producción, y recuperar aquellos valores iniciales de miles de barriles por día se intensificaron, logrando alcanzar valores que rondan los 800 Mbd.

<i>Cuencas del Sureste</i>				
<i>Año / Campo</i>	<i>Ku</i>	<i>Maloob</i>	<i>Zaap</i>	<i>Producción total (KUMAZA)</i>
2005	202.9	46.9	69.3	319.1
2006	269.1	53.8	71.3	394.2
2007	327.3	73.3	112.9	513.5
2008	364	112.7	225.2	701.9
2009	353.4	170	277.3	800.7
2010	337.1	218.1	273.7	828.9
2011	310.7	243.5	279.9	834.1
2012	277.4	279.3	290.3	847
2013	257.7	298	299	854.7
2014	210	331.7	305.9	847.6
2015	175.4	370.6	293	839.0
2016	159.2	378.5	294.6	832.3
2017	112.4	391	300.8	804.2

Tabla 7. 1 Datos de producción del campo Ku-Maloob-Zaap en Miles de Barriles por Día (Mbd). Tomado de la Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH, 2017).

7.4 ESTRATIGRAFÍA

Estratigráficamente, la zona de Ku-Maloob-Zaap se compone, de manera general, de una intercalación de unidades lutíticas, paquetes de caliza y arenisca. Es posible encontrar en las unidades basales de las estructuras, paquetes de sal y evaporitas con edades del Calloviano, intercaladas con caliza, lutita y arenisca del Oxfordiano. Las unidades suprayacentes del Kimmeridgiano pueden dividirse en dos, una unidad inferior compuesta por dolomita y caliza esquistosa, y otra unidad superior conformada por caliza oolítica y parcialmente dolomitizadas.

El Tithoniano se compone de caliza esquistosa, que constituyen las probables rocas fuentes para la cuenca. Las unidades del Cretácico inferior y medio contienen dolomita y caliza esquistosa. El Cretácico superior y Paleoceno inferior consiste de brechas derivadas de calizas dolomitizadas. Estas unidades se encuentran cubiertas por lutitas del Paleoceno, las cuales proveen el sello al reservorio. El Eoceno se compone de lutita calcárea y algunas calcarenitas, que podrían constituir un segundo reservorio. El Oligoceno y Mioceno inferior al medio consisten de lutitas calcáreas,

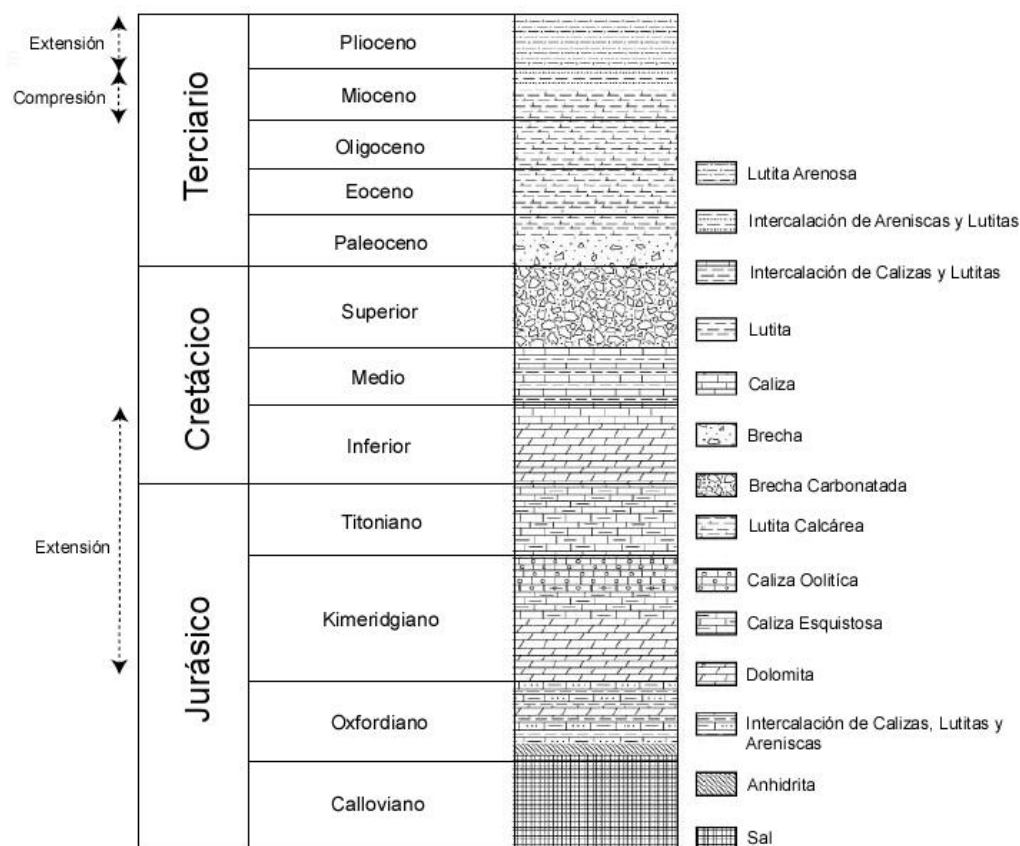


Figura 7. 3 Columna estratigráfica simplificada para el área de Ku-Maloob-Zaap, mostrando los periodos de tiempo de los eventos tectónicos principales (Mitra *et al.*, 2006).

mientras que el Mioceno superior y el Plioceno consisten de una intercalación de arenisca y lutita (Mitra *et al.*, 2006).

7.5 PALEOGEOGRAFÍA

Para poder analizar la evolución paleogeográfica de un yacimiento tan importante como lo es Ku-Maloob-Zaap, es necesario no perder de vista que este pertenece a una provincia petrolera mucho mayor, la Sonda de Campeche, la cual, con una dimensión de 15,500 km² (Pemex, 2008) contiene a varios de los yacimientos más importantes del país, por lo que estudiar la evolución de esta provincia brindará un mejor panorama del comportamiento del área de interés, es decir, Ku-Maloob-Zaap.

Para poder comprender el comportamiento paleogeográfico del área de interés se debe primero partir del evento de separación y fragmentación de Pangea, el cual se encuentra evidenciado por la presencia de lechos rojos que fueron depositados en depresiones continentales cuya geometría estuvo controlada por grabens estrechos con direcciones aproximadamente paralelas a la actual línea de costa en el área que hoy ocupa el Golfo de México (Salvador, 1991c). Existen actualmente solamente algunas localidades alrededor del Golfo de México donde afloran lechos rojos (Figura 7.4).

La posición estratigráfica de los lechos rojos en el Golfo de México meridional sugiere que su edad de depósito varía desde el Triásico Tardío hasta después del Calloviano, porque se les ha descrito abajo, lateralmente equivalentes y arriba de la sal calloviana. Esto probablemente se debió a un depósito contemporáneo de la sal en la cuenca, mientras que en los bordes de la misma se depositaban lechos rojos.

El proceso tectónico de separación de la Pangea prevaleció hasta el final del Jurásico Medio, pero quizá alcanzó el inicio del Jurásico Superior (Oxfordiano inferior), época en la cual la sedimentación continental estuvo totalmente controlada por procesos tectónicos distensivos.

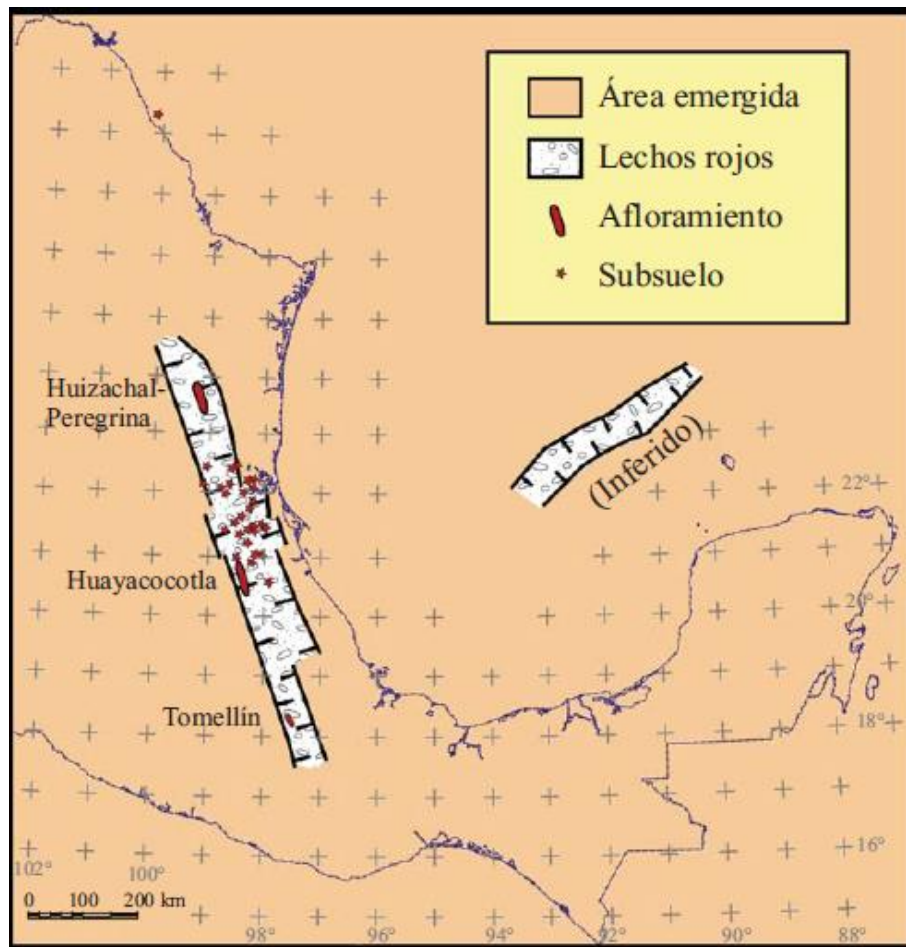


Figura 7.4 Paleogeografía del Triásico Superior en el área del Golfo de México. La ubicación de los *horsts* fué esquematizada por Salvador (1991c) con datos superficiales y de subsuelo. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Mitra *et al.*, 2006).

Muy probablemente el mar inició su avance hacia el Proto-Golfo de México desde el Pacífico a través de la parte central de México, en lo que hoy es la zona de frontera entre los estados de Zacatecas y San Luis Potosí, en donde se han encontrado amonitas del Triásico Superior (Cantú-Chapa, 1969; Salvador, 1991b).

El avance transgresivo de las aguas del Pacífico hacia el oriente fue invadiendo el área del actual Golfo de México para formar extensos cuerpos de aguas hipersalinas, con una circulación sumamente restringida y, quizá también un clima de tipo desértico, lo que favoreció el depósito de grandes volúmenes de evaporitas en la parte central del Golfo de México.

La evidencia con que se cuenta en la actualidad indica que toda la sal del Golfo de México se depositó durante el Calloviano (164-159 Ma) (Salvador, 1991b), en una gran cuenca de miles de kilómetros cuadrados, que hoy se encuentra dividida en dos partes, una al norte y otra al sur, por una franja en donde no hay sal, de orientación aproximada este-oeste en la porción central del Golfo (Figura 7.5).

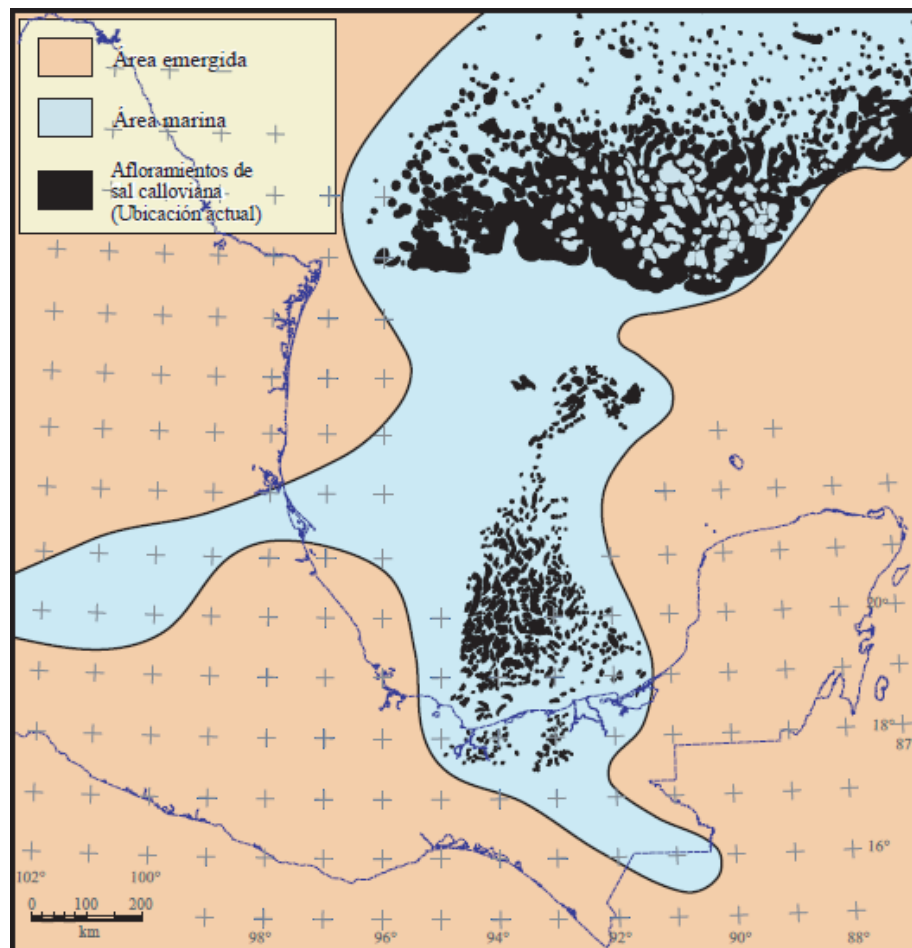


Figura 7.5 Paleogeografía del Jurásico Medio en el área del Golfo de México. En negro se muestra la distribución actual de la sal depositada durante el Calloviano. La sal aflora en el fondo marino en dos masas, una septentrional y otra meridional, separadas por una franja sin sal. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Mitra *et al.*, 2006).

La masa de sal mayor se depositó primero en la parte central del Golfo de México, pero posteriormente, a medida que la invasión por aguas marinas iba progresando, se desarrollaron en sus bordes plataformas muy amplias en donde la circulación de las aguas era muy restringida, y estaban limitadas hacia el mar por largas barras de oolitas, que se extendían por cientos de kilómetros cuadrados alrededor del Golfo, condiciones que favorecieron el depósito de otras masas de sal en las zonas lagunares que bordeaban la cuenca. En el sureste mexicano las barras de oolitas jurásicas tienen una distribución extensa (Figura 7.6) y se han identificado claramente porque son las rocas productoras de hidrocarburos en campos gigantes como Samaría y Sitio Grande (Santiago-Acevedo y Mejía- Dautt, 1980).

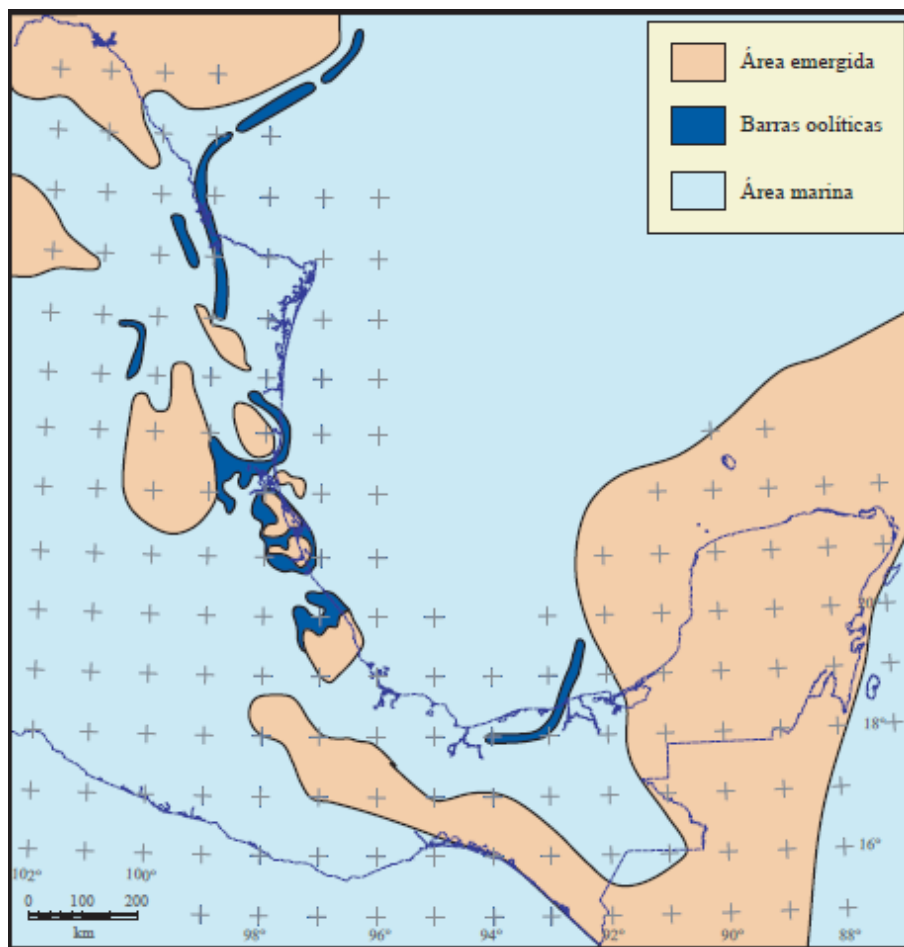


Figura 7.6 Paleogeografía del Kimmeridgiano temprano. Para este tiempo la actividad de la Falla Transformante Tamaulipas-Oaxaca ya había cesado su movimiento lateral y tanto el Macizo de Chiapas como el Bloque Yucatán ocuparon desde entonces la posición que tienen hoy. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Mitra *et al.*, 2006).

El movimiento del bloque de Yucatán hacia el sur se realizó a lo largo de dos sistemas de fallas transformantes que han recibido diferentes nombres por diversos autores, quienes también las han ubicado en sitios distintos.

Al terminar el Calloviano el Bloque Yucatán alcanzó la posición que ocupa actualmente y desde entonces sólo estuvo sujeto a una subsidencia lenta pero continua, hasta la época del Plio-Pleistoceno, cuando comenzó a emerger. También al término del Calloviano, la falla Transformante Tamaulipas-Oaxaca detiene su movimiento lateral y comienza a moverse en sentido vertical, favoreciendo la subsidencia de bloques de basamento. En el sureste mexicano es particularmente importante esta época porque es entonces cuando el Macizo de Chiapas, junto con el Bloque Yucatán, comienza a recibir sedimentos marinos en su porción norte. El Período Jurásico Tardío se caracterizó por ser una época de tranquilidad tectónica en la que una subsidencia lenta, asociada al desplazamiento divergente de las Placas de Norteamérica de las de Laurasia y Gondwana, propició las condiciones necesarias para el depósito de carbonatos y lodos calcáreos intercalados.

El proceso tectónico de *rifting* que dio paso a la apertura del Golfo de México terminó al fin del Calloviano, después de lo cual, durante el Oxfordiano, se desarrollaron amplias plataformas de aguas someras a todo lo largo de los bordes del protogolfo de México, en las que se depositaron grandes volúmenes de carbonatos, con extensas barras oolíticas en los bordes de plataforma (Salvador, 1991c; Winker y Buffler, 1988; Williams-Rojas y Hurley, 2001).

Este período se caracteriza por el depósito de clásticos en las zonas litorales, por la abundancia de carbonatos en las plataformas y por el depósito de menores espesores de lutitas y carbonatos con intercalaciones delgadas de calizas argiláceas en las zonas de cuenca.

Los bloques de basamento emergidos que formaban las paleoislas en el occidente del protogolfo de México continuaban afectando la sedimentación de la región, siendo el mayor aporte de clásticos los provenientes del área del Bloque Yucatán y del noroeste. Estas condiciones de subsidencia lenta y continua prevalecieron durante todo el Kimmeridgiano (Salvador, 1987, 1991b, 1991c) (Figura 7.7).

Para el Tithoniano, la velocidad de subsidencia se hizo más lenta y predominó la sedimentación de secuencias de estratificación delgada de lutitas y carbonatos, en las cuales aumentó considerablemente la presencia de organismos, probablemente favorecido por un clima templado. Los *horsts* formados en el basamento premesozoico bordeando la parte occidental del Golfo de México permanecieron emergidos y aportando sedimentos clásticos cada vez en menores cantidades a medida que el relieve topográfico disminuía. En las áreas costeras de estas islas continuó el depósito de rocas clásticas, grandes lagunas litorales y de barras oolíticas en los extremos de las plataformas. En el suroeste del Golfo también se desarrollaron amplias plataformas someras que se extendían hasta el Macizo de Chiapas y el occidente del Bloque Yucatán que continuaban aportando clásticos. En ellas se depositaron también grandes volúmenes de carbonatos y, probablemente, también algunos depósitos de sal en la parte noroccidental del Macizo de Chiapas (Viniegra, 1971), aunque no se tiene evidencia concluyente al respecto.

En este periodo se depositaron en la cuenca lutitas muy ricas en materia orgánica, con delgadas intercalaciones de carbonatos, que son la roca generadora de la mayoría de los inmensos volúmenes de hidrocarburos que existen en el Golfo de México, especialmente en el sureste mexicano (González y Holguín, 1992) (Figura 7.8).

La estabilidad tectónica fue tan grande que las rocas depositadas conservaron características litológicas muy similares en toda la cuenca del Golfo de México; las islas que bordeaban el occidente del Golfo todavía estaban emergidas y continuaban aportando sedimentos clásticos a las zonas litorales, mientras que en las plataformas predominaba el depósito de calizas arcillosas con abundantes concreciones fosforíticas ricas en fósiles, sobre todo en el noreste de México.

Hacia fines del Tithoniano continuaba la gran invasión de los mares en el Golfo de México y se inició la sumergencia de la porción meridional de Florida (Salvador, 1991b).

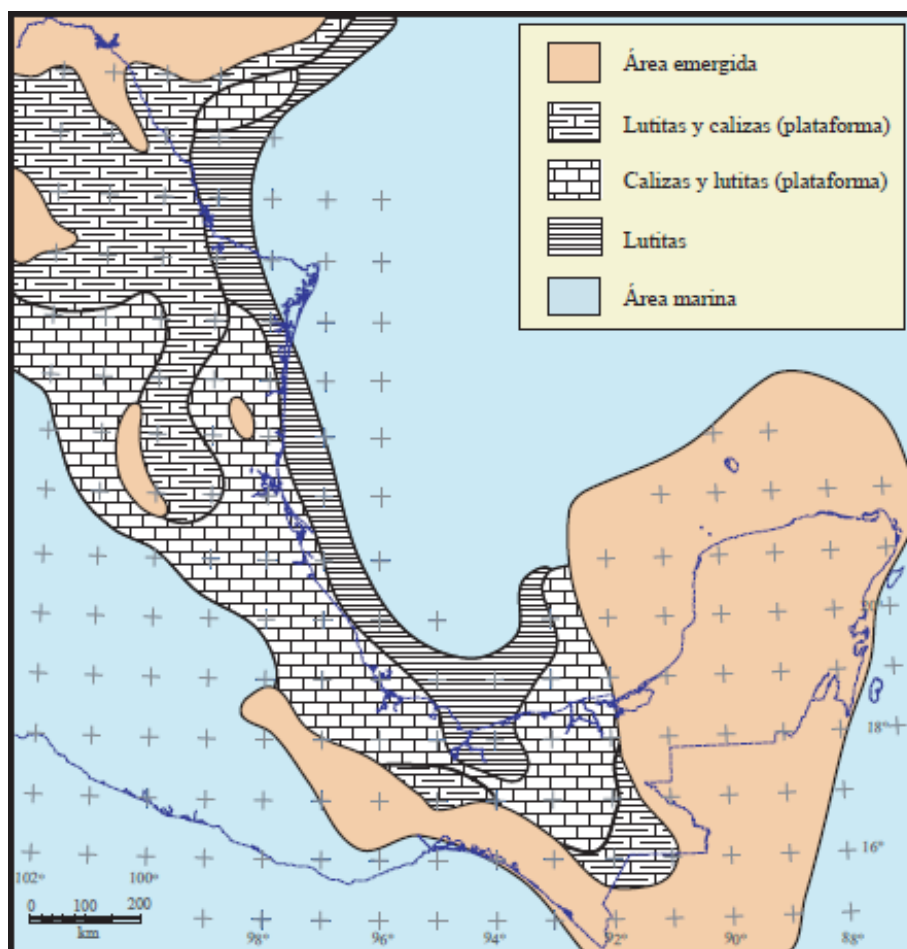


Figura 7.7 Paleogeografía del Tithoniano superior. Nótese la gran extensión de las áreas de plataformas someras, en donde ocurrió el depósito de rocas ricas en materia orgánica que constituyen la principal roca generadora de hidrocarburos en el Golfo de México. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Mitra *et al.*, 2006).

Las condiciones tectónicas estables persistieron en la región durante el Cretácico Temprano, a la vez que las islas del Archipiélago de Tamaulipas, el Macizo de Chiapas y el Bloque Yucatán continuaban su lenta subsidencia y el mar las iba cubriendo progresivamente.

El área de las ya extensas plataformas seguía incrementándose y enormes volúmenes de carbonatos fueron depositados sobre la mayor parte de México. De hecho, puede decirse que las condiciones tectónicas de estabilidad del Tithoniano se extendieron hasta todo el Neocomiano, con la diferencia de que la proporción de lutitas intercaladas en las calizas de inicios del Cretácico fueron decreciendo hasta casi desaparecer a fines del Valanginiano.

Para el Neocomiano Superior (Hauteriviano- Barremiano), 132 a 121 Ma, aumentó la velocidad de subsidencia de las plataformas que bordeaban el Golfo de México, favoreciendo así el depósito de gruesos paquetes de carbonatos con menores cantidades de lutitas intercaladas y con espesores superiores a los 1,500 m en promedio.

Durante este tiempo el Archipiélago de Tamaulipas fue totalmente cubierto por los mares y sólo quedaron emergidos los bloques altos de basamento de la Isla de Coahuila, el Macizo de Chiapas y parte del Bloque Yucatán, en cuyos litorales continuó la sedimentación clástica. El depósito de evaporitas continuó en extensas áreas de plataformas someras con circulación restringida, como la Cuenca de Sabinas, la zona de postarrecife de la Plataforma de Valles-San Luis Potosí y la parte occidental de la Plataforma de Yucatán, aunque la edad de estas evaporitas aún está bajo discusión (Salvador, 1991b) (Figura 7.8).

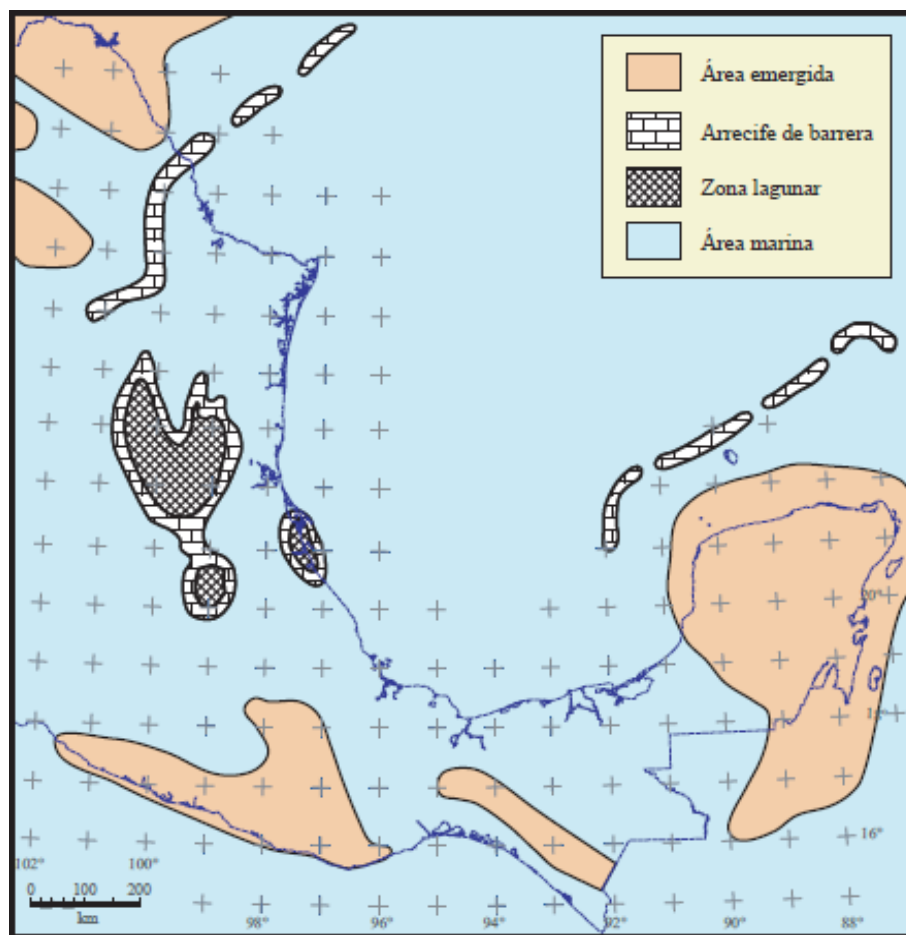


Figura 7.8 Paleogeografía del Barremiano. Note la longitud de las barreras de arrecifes que bordean a las plataformas, así como la gran extensión de áreas con carbonatos de aguas someras. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Mitra *et al.*, 2006).

Durante el Aptiano ocurrió un cambio en la velocidad de subsidencia que favoreció el depósito de una mayor cantidad de lutitas intercaladas con capas delgadas de carbonatos en una sección condensada. Después de un período de 23 millones de años, de subsidencia continua y progresiva en el que se depositaron más de 2,000 m de carbonatos casi puros, correspondientes a las formaciones Cupido y Tamaulipas Inferior, al inicio del Aptiano se inició el depósito de lutitas intercaladas con capas delgadas de carbonatos que según Goldhammer (1999) y Goldhammer y Johnson (2001) fue causado por una rápida elevación del nivel del mar. Durante este período, que duró aproximadamente cinco millones de años, el mar cubrió definitivamente los altos de basamento que habían estado emergidos desde los inicios de la transgresión marina ligada a la apertura del Golfo de México en el Triásico Tardío.

Por otro lado, las largas franjas de arrecifes que se habían venido desarrollando en los bordes de los altos de basamento desde el Neocomiano, continuaron desarrollándose en el occidente y oriente del Golfo de México, mientras que en el noreste de México se volvieron más esporádicas a medida que los mares iban transgrediendo las paleoislas hasta cubrirlas totalmente a fines del Aptiano. Después del Aptiano, durante el Albiano y el Cenomaniano, continuó la subsidencia general del Golfo de México, a una velocidad aproximadamente constante en toda la cuenca, lo que permitió que se desarrollaran otra vez, largas cadenas de arrecifes de barrera ubicados aproximadamente arriba de las franjas arrecifales neocomianas, es decir, aproximadamente sobre los bordes de los altos de basamento de las paleoislas de Coahuila y Valles-San Luis Potosí y la Plataformas de Tuxpan y de Córdoba (Figura 7.9).

El Turoniano marca otro cambio importante en los patrones de sedimentación del Golfo de México, porque termina el predominio del depósito de carbonatos. Este cambio fue más evidente en las porciones occidental y noroccidental de la cuenca, pero no lo fue tanto en la parte meridional de la misma, en donde la sedimentación de carbonatos continuó prácticamente invariable hasta el término del Cretácico. Durante esta época, en las plataformas se depositaron capas delgadas de calizas y lutitas (Formaciones Indidura y Guzmantla), mientras que en la cuenca se depositaban calizas con abundantes nódulos y capas de pedernal (Formaciones Agua Nueva y Maltrata).

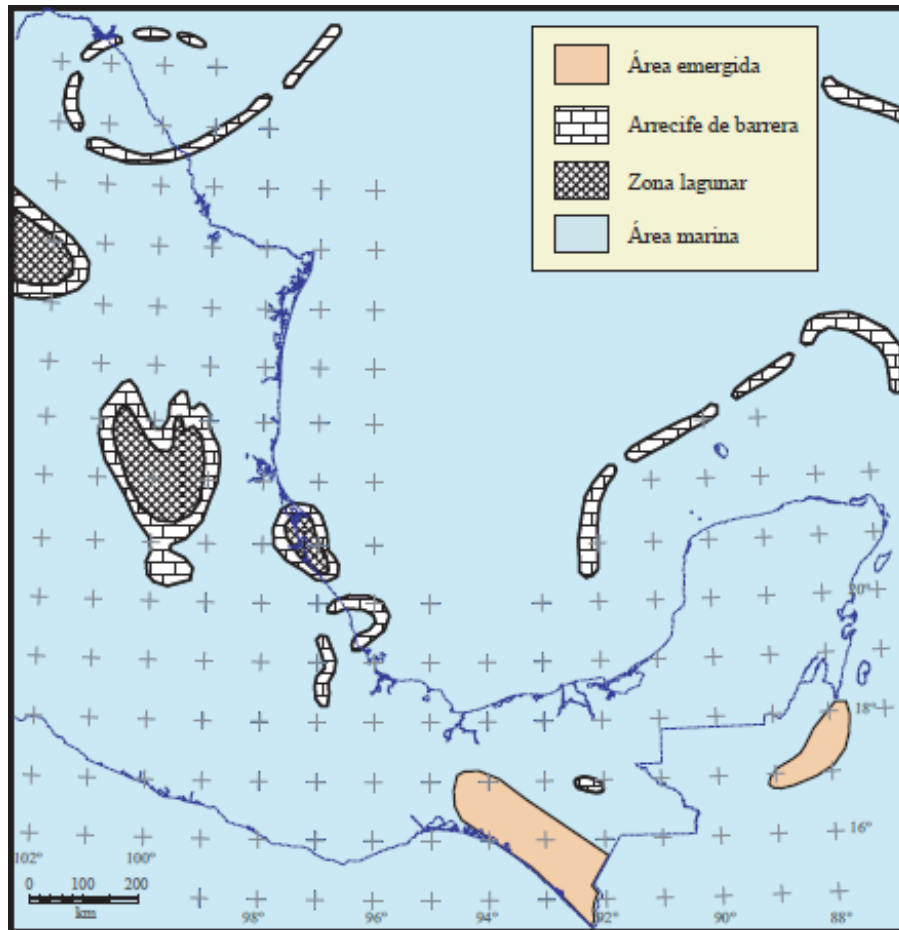


Figura 7.9 Paleogeografía del Albiano-Cenomaniano. La sedimentación de clásticos prevaleció sobre los carbonatos hasta el Aptiano tardío, tiempo en el que los altos de basamento que estuvieron emergidos desde el Jurásico tardío fueron sumergidos bajo las aguas del mar. A partir de entonces la sedimentación de carbonatos dominó nuevamente en toda la cuenca del Golfo de México. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Mitra *et al.*, 2006).

Con base a los afloramientos abundantes a lo largo de la Sierra Madre Oriental y a los datos del subsuelo que existen en pozos en la Planicie Costera del Golfo, se infiere que durante el Coniaciano y el Santoniano se incrementó la actividad volcánica en el occidente de México, lo cual se reflejó en la sedimentación marina del Golfo de México, en donde continuó el depósito de capas delgadas de calizas y lutitas, pero con abundantes horizontes intercalados de bentonita, abarcando todas las plataformas del borde occidental y meridional del Golfo, mientras que en la cuenca continuaba el depósito de carbonatos con bandas y nódulos de pedernal con delgadas intercalaciones de bentonita (Salvador 1991b).

Para el fin del Período Cretácico, durante el Campaniano y el Maestrichtiano, aumentó el aporte de sedimentos clásticos provenientes del oeste de México, mientras que en el occidente del Golfo de México la subsidencia aumentó y se depositaron gruesos espesores de margas y lutitas de la Formación Méndez (Figura 7.10). En varias localidades a lo largo de la Sierra Madre Oriental se han reportado horizontes delgados de bentonita (Padilla y Sánchez, 1986), que indican que la actividad volcánica en el occidente continuó hasta casi el fin del Cretácico.

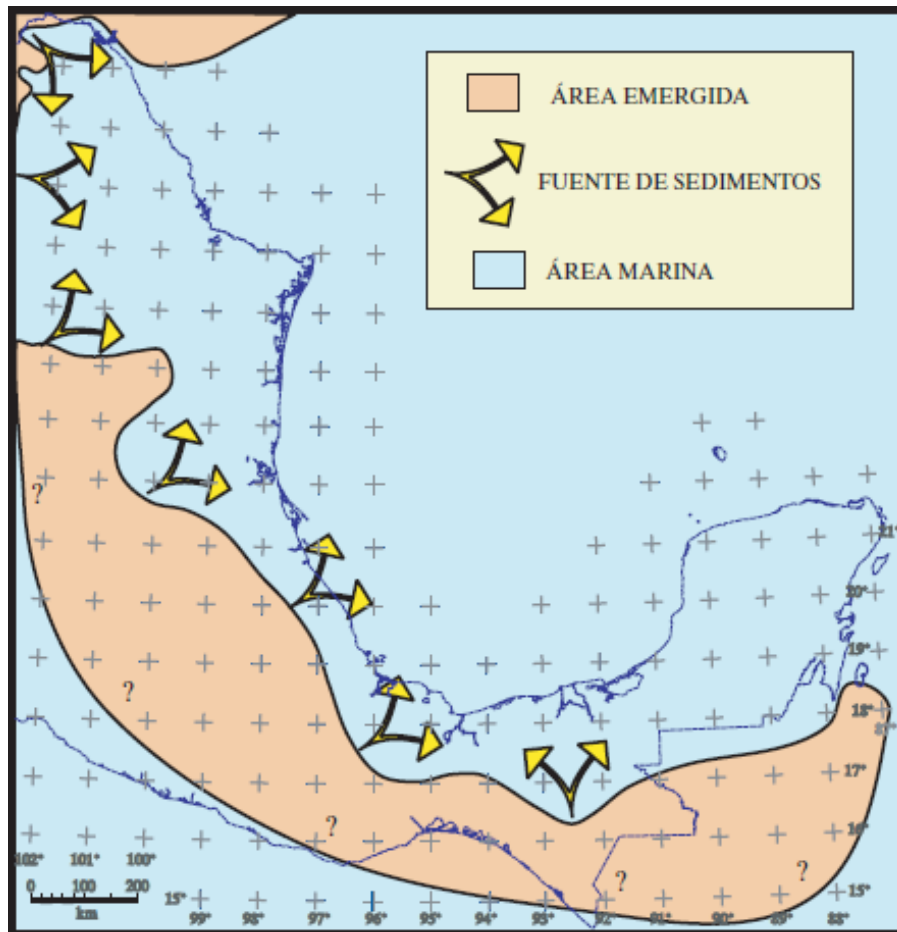


Figura 7.10 Paleogeografía del Turoniano-Maestrichtiano. El aporte de sedimentos provenientes del occidente y del sur se incrementó y cambió definitivamente el patrón de depósito de carbonatos a clásticos. Esta condición se mantuvo hasta el Cenozoico. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Mitra *et al.*, 2006).

Más al sur, en las cercanías del Macizo de Chiapas se depositaban clásticos (Fm. Angostura), mientras que en las zonas de la Sierra de Chiapas, la Cuenca de Veracruz y la Plataforma de Córdoba, las lutitas y margas de la Formación Méndez cambiaban lateralmente a facies carbonatadas de aguas someras (Prost y Aranda, 2001; Jennette *et al.*, 2003)

Coincidente en el límite entre el período Cretácico y el periodo Paleógeno, existe una brecha en carbonatos que tiene una gran extensión en el sur del Golfo de México y tiene también una gran importancia económica para el país, por ser la roca almacén de los grandes campos petroleros del área marina del sureste de México (Figura 7.11). Esta brecha denominada internamente en Pemex como “Brecha K-T” es inusual porque tiene una extensión de miles de kilómetros cuadrados y gruesos espesores que alcanzan hasta los 700 m en algunas localidades (Akal). Además, en gran parte de su espesor carece de matriz, por lo que su permeabilidad es asombrosamente alta.

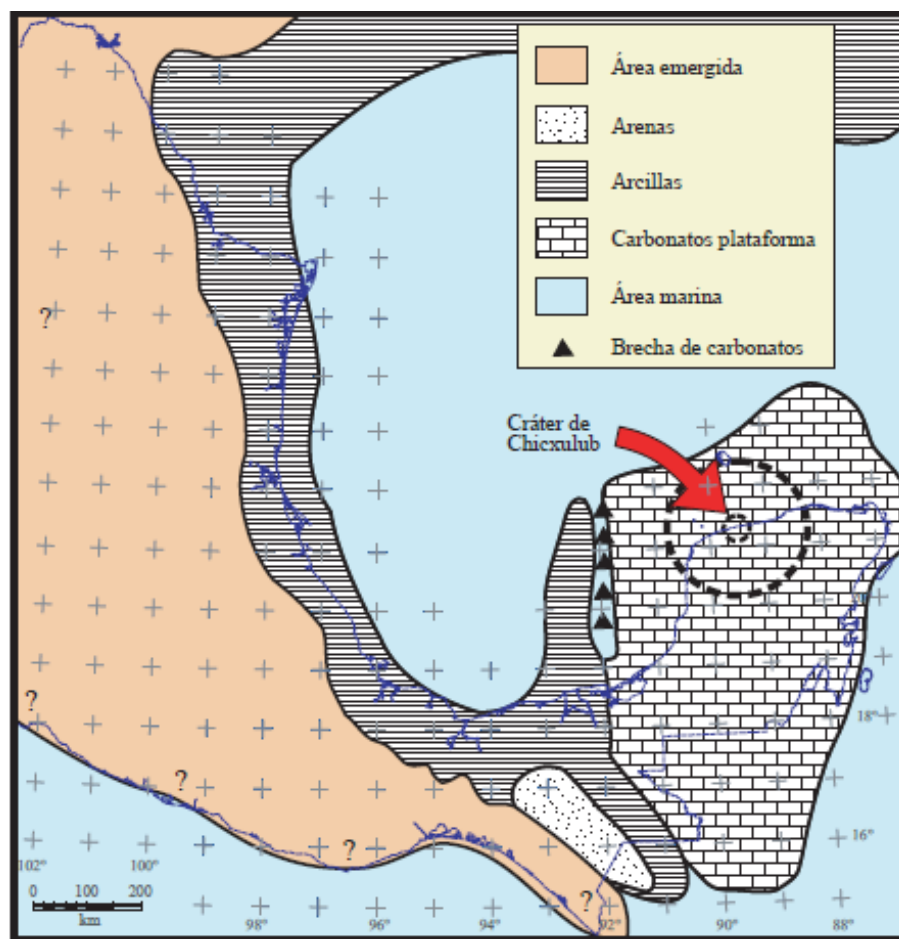


Figura 7.11 Paleogeografía de inicios del Paleoceno, cuando se ha propuesto el impacto de un meteorito en el área de Chicxulub. En este tiempo se depositó una brecha de carbonatos con una gran extensión y espesores que alcanzan los 700 m. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Mitra *et al.*, 2006).

A fines del Cretácico el aporte de sedimentos clásticos del noroeste y del occidente del Golfo de México se incrementó notablemente durante las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide, (de Cserna, 1989). La Era Cenozoica se inicia prácticamente con el evento tectónico que dió origen a las cadenas plegadas y cabalgadas del occidente del Golfo de México, específicamente las Sierras y Cuencas de Coahuila, la Sierra Madre Oriental y la Sierra de Zongolica, desde el Paleoceno tardío hasta el Eoceno temprano (Padilla y Sánchez, 1982). La orogenia fue el resultado de la convergencia de la Placa Farallón por debajo de la Placa Norteamericana, en la que el fragmento de corteza oceánica que estaba en subducción tuvo un ángulo muy bajo, causando así una deformación a mayor distancia de la zona de la trinchera y elevando una porción considerable de la parte meridional de la Placa de Norteamérica. Esta condición tectónica favoreció el incremento del aporte de grandes volúmenes de sedimentos clásticos después del fin de la orogenia, que empezaron a depositarse en las cuencas formadas en el antepaís de las cadenas plegadas, que de norte a sur se conocen como las Cuencas de Parras-San Carlos (CPSC), de Tampico-Misantla (CTM) y de Veracruz (CV) (de Cserna, 1989; Padilla y Sánchez, *ibid*) (Figura 7.12).

Así como durante el Cretácico la forma y el tamaño de la cuenca del Golfo de México estuvieron determinados por las plataformas carbonatadas, a partir del Eoceno tardío la nueva forma de la cuenca dependió totalmente del gran flujo de la sedimentación clástica. Se empezaron a desarrollar grandes fallas lítricas normales asociadas a depocentros en las cuencas de antepaís. Durante este tiempo se depositaron gruesos espesores de arenas finas en los talúdes del occidente del Golfo de México, Planicie Costera del Golfo, al tiempo que los sedimentos más finos iban rellenando las partes más profundas Goldhammer (1999).

Como consecuencia del aporte masivo de sedimentos la sal y la arcilla de la parte meridional del Golfo de México empezaron a mobilizarse, formando “*rollers*”, diapiros, lenguas y canopies, así como también contribuyendo a la sobrepresurización de las masas de arcilla.

Para el Eoceno tardío se formaron los depocentros de la Cuenca de Veracruz y se inició su relleno con sedimentos clásticos derivados del oeste (Figura 7.12) (Jennette *et al.*, 2003).

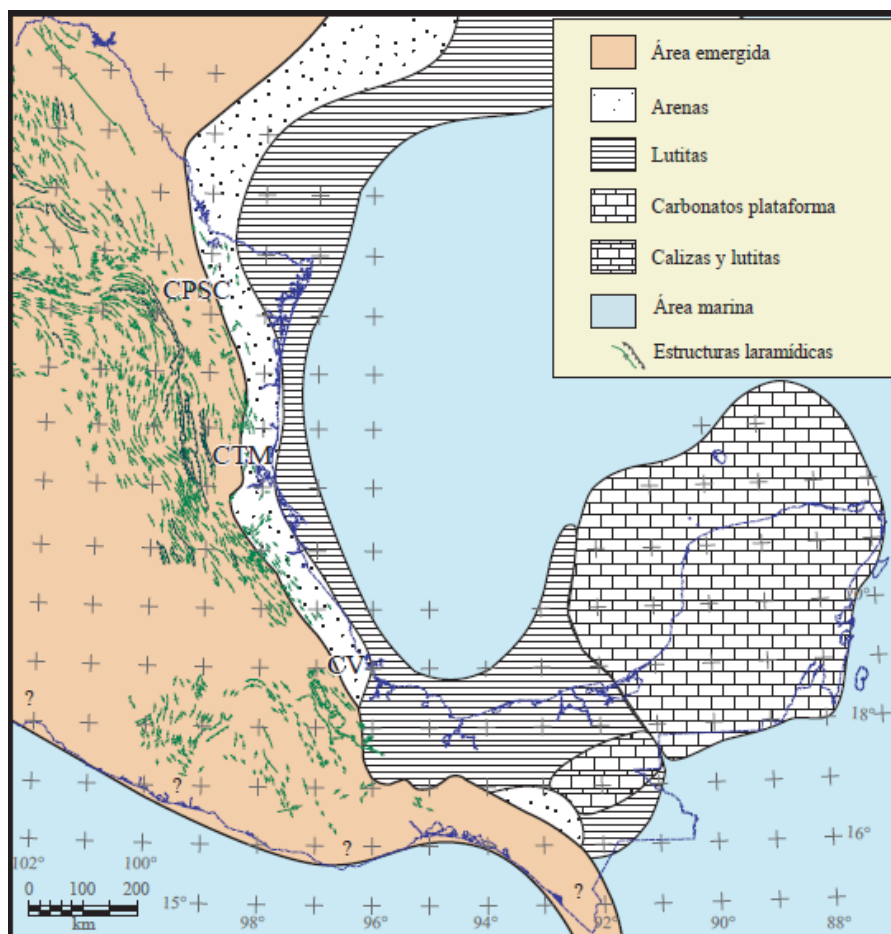


Figura 7.12 Paleogeografía del Eoceno tardío cuando se inició el relleno de las cuencas de antepaís de las sierras plegadas y cabalgadas del occidente del Golfo de México por sedimentos. Cuenca de Parras-San Carlos (CPSC), Cuenca de Tampico-Misantla (CTM) y Cuenca de Veracruz (CV). Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Mitra *et al.*, 2006).

El origen de las Cuencas del Sureste está íntimamente ligado con la Sierra de Chiapas y con la Cadena Plegada de Reforma-Akal. Según Santiago-Acevedo *et al.* (1984), a principios del Paleógeno, el Macizo de Chiapas continuaba emergido en su parte sur, mientras que sobre las rocas carbonatadas marinas (de plataforma en Chiapas y de cuenca en Campeche) de su parte norte, se depositaban gruesas secuencias de clásticos con espesores que varían de 2,500 m en la zona de Campeche, hasta cerca de 3,000 m en Chiapas.

De acuerdo con Ambrose *et al.* (2003), durante el Oligoceno continuó el depósito de clásticos en todo el sureste mexicano, aunque en el área de Macuspana se empezó a desarrollar un depocentro en donde se depositaron gruesas secuencias de arcillas. Al mismo tiempo, sobre la Cadena Chiapas-Reforma-Akal se depositaron espesores menores de arenas y arcillas, mientras que en el área de Comalcalco- Salina del Istmo comenzó la movilización hacia el norte, de grandes volúmenes de sal en forma de almohadillas y “rollers” (Angeles Aquino *et al.*, 1992).

Los mismos patrones sedimentarios continuaron hasta el Mioceno temprano, pero en el Mioceno medio (Serravaliano, 12.0 Ma) ocurrió la máxima etapa de deformación que plegó y cabalgó las rocas de la cadena de Chiapas-Reforma-Akal, con un nivel de *décollement* en la cima de la sal calloviana y una vergencia hacia el norte. Sánchez-Montes de Oca (1980) denominó a esta orogenia como Evento Chiapaneco (Figura 7.13).

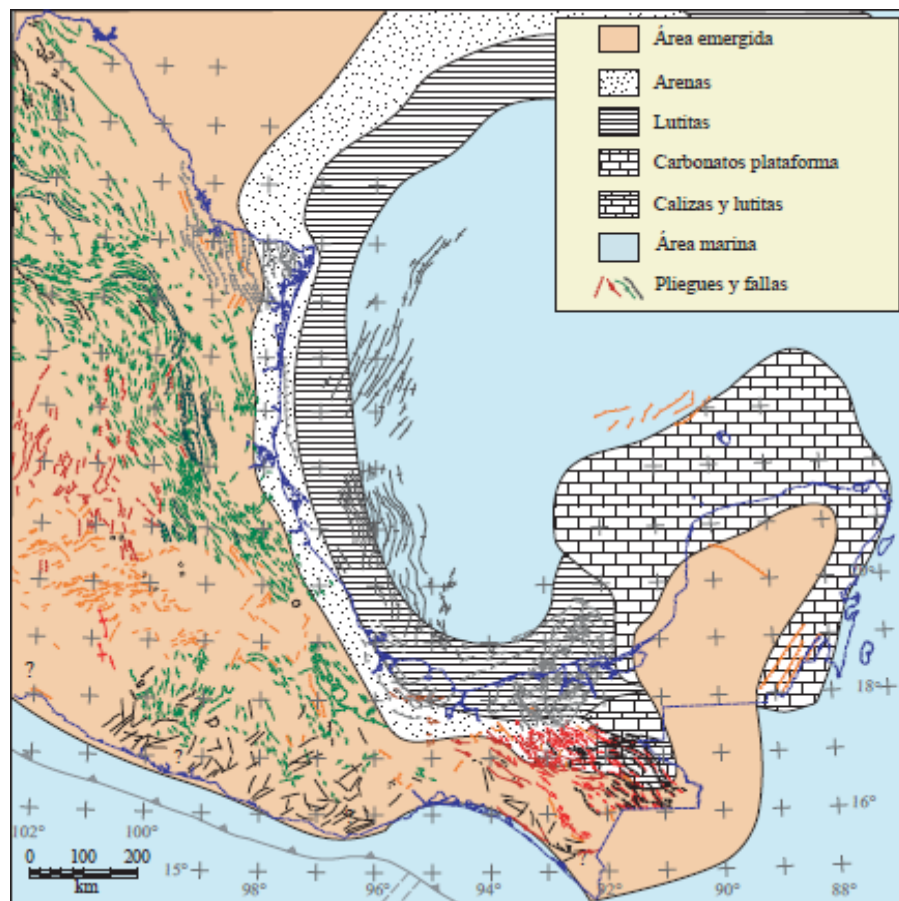


Figura 7.13 Paleogeografía del Mioceno tardío, cuando ya se habían formado las Crestas Mexicanas y los pliegues y fallas de la Cuenca de Veracruz, y de la Sierra de Chiapas-Reforma-Akal. De éstas últimas estructuras, el tramo Reforma-Akal se conoce solamente en el subsuelo (Mitra *et al.*, 2006).

Hacia fines del Mioceno e inicios del Plioceno, después de la deformación compresiva del Evento Chiapaneco, se inició el basculamiento hacia el norte de la Cadena de Chiapas-Reforma-Akal, como una respuesta al desalojo de la sal calloviana en la misma dirección.

El gran aporte de clásticos provenientes del Macizo de Chiapas durante el Plioceno y el Pleistoceno, causó el depósito de varios kilómetros de espesor de sedimentos, cuya sobrecarga empezó a generar grandes fallas de crecimiento orientadas NE-SW, con sus bloques caídos hacia el norte. En la Figura 7.14 se observa que la orientación de estas fallas sintéticas es casi perpendicular a la dirección de los pliegues formados durante el Evento Chiapaneco.

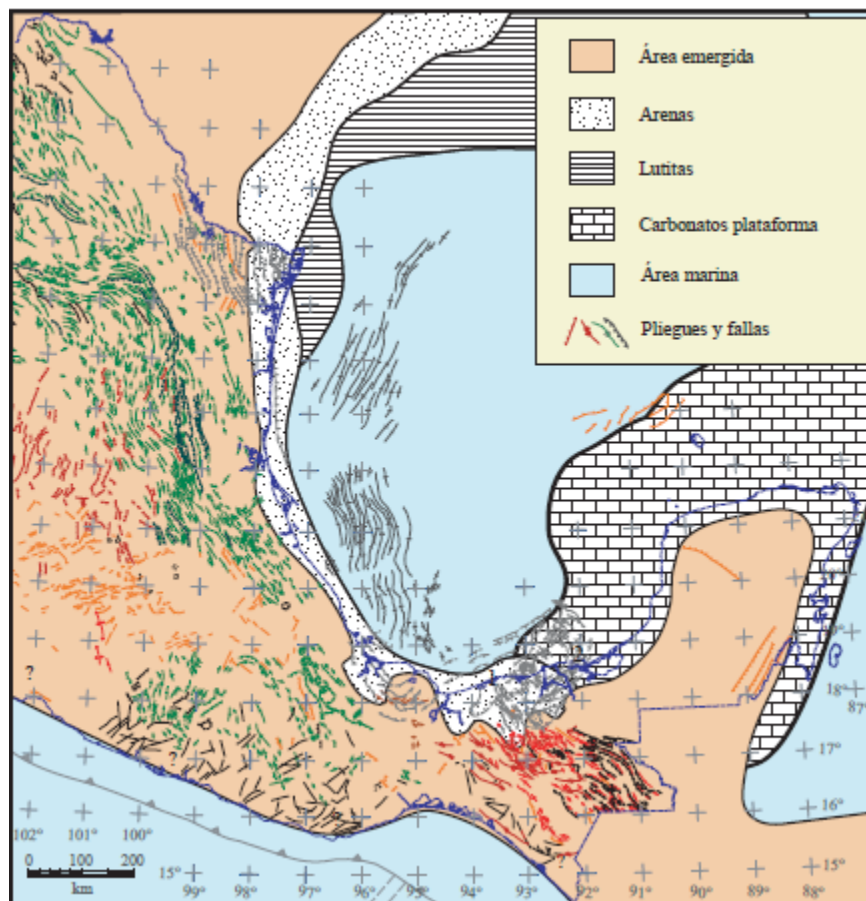


Figura 7.14 Paleogeografía del Pleistoceno Tardío. En este tiempo ya había ocurrido el basculamiento hacia el norte de la cadena Sierra de Chiapas- Reforma-Akal por el desalojo de sal calloviana y se habían formado las cuencas de (1) Comalcalco-Salina del istmo y (2) Macuspana. La orientación de las estructuras extensionales, casi perpendicular a las compresionales (Mitra *et al.*, 2006).

7.6 EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL (EVENTOS DE DEFORMACIÓN)

Las estructuras de Ku, Maloob y Maloob se formaron dentro del marco tectónico del cinturón Chiapas – Tabasco y la sonda de Campeche. Santiago y Baro (1992) identificaron al menos cinco diferentes episodios tectónicos para esta área; sin embargo los eventos claves que controlaron el desarrollo de las estructuras son 1) un periodo de extensión durante el Jurásico hasta el Cretácico temprano, resultando en un fallamiento normal de las unidades con edades del Kimeridgiano, Titoniano, y el Cretácico inferior; 2) acortamiento durante el Mioceno, lo que resultó en el desarrollo de trampas estructurales a partir de pliegues relacionados a fallas; y 3) eventos extensivos durante el Plioceno hasta el Holoceno, resultando en la generación de fallas lítricas normales (Mitra *et al.*, 2006).

Los estilos estructurales que se encuentran inmersos en el área de Ku-Maloob-Zaap evolucionaron durante tres diferentes periodos de deformación; sin embargo, existen episodios menores de deformación que, aunque se consideran secundarios, juegan un papel importante en la evolución de las estructuras (Mitra *et al.*, 2006).

Durante un periodo de tiempo que comprendía del Jurásico al Cretácico temprano, tuvo lugar un evento de fallamiento normal, el cual inicio en el Kimmeridgiano – Oxfordiano y finalizó en el Cretácico temprano, afectando el área entera. Estos sistemas de fallamiento normal típicamente desplazan parte de las unidades del Oxfordiano, Kimmeridgiano, Tithoniano y el Cretácico inferior. Algunas de estas fallas fueron directamente invertidas a sistemas de fallas inversos (Mitra, 1993), y otras tantas fueron reactivadas durante la fase extensional del Terciario tardío al Holoceno, cortando a través de las unidades terciarias (Mitra *et al.*, 2006).

Las estructuras Ku, Maloob y Zaap, así como el resto de las estructuras contraccionales se formaron durante un periodo de compresión regional en el Mioceno. Todas las estructuras alóctonas se forman arriba de una superficie de despegue mayor, que se interpreta como la base de las unidades del Oxfordiano. Las estructuras se encuentran asociadas a una falla frontal principal, conteniendo en algunos casos fallas secundarias y/o *backthrusts*. Se piensa que la localización de las estructuras mayores fue controlada por la presencia de fallas normales preexistentes. Por lo tanto, la orientación de las estructuras se encuentra parcialmente relacionada a los patrones de esfuerzo regional durante el Mioceno, así como también presentan una relación parcial a la

orientación de discontinuidades preexistentes. En el horizonte autóctono, las fallas normales se encuentran invertidas como fallas inversas (Mitra *et al.*, 2006).

La deformación compresiva fue una fase extensa que se originó en el Plioceno y continuo hasta el Holoceno. Algunas de las fallas normales principales presentan una geometría lítrica, y parecen aplanarse en una zona de despegue dentro de las unidades del Mioceno inferior, esto sin desplazar a las unidades del Mesozoico y Paleógeno, esto resulta en la formación de estructuras *rol-lover* con un espesor mucho mayor dentro del bloque de techo. Sin embargo, algunas de las fallas normales preexistentes del Jurásico fueron reactivadas durante la fase extensional del Terciario (Mitra *et al.*, 2006).

La disposición estructural actual refleja cada uno de los eventos de deformación que la zona ha sufrido a través del tiempo geológico. Hoy día el área de Ku-Maloob-Zaap se compone de un sistema de fallas inversas que interactúan con una serie de fallas laterales con componente derecha a través de las cuales existen espesores variables de sal que sellan las fallas y compartimentalizan a las trampas y/o yacimientos petroleros en este complejo (Figura 7.15).

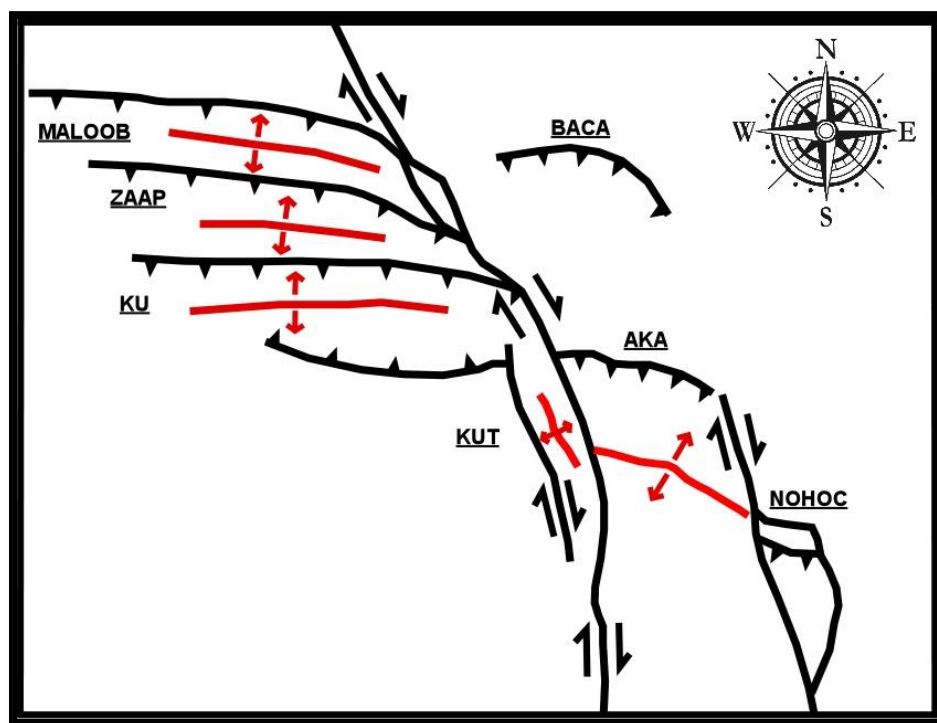


Figura 7.15 Disposición estructural actual del campo Ku-Maloob-Zaap (PEMEX, 2010).

7.7 CASILLAS, NUEVO LEÓN Y SU ANALOGÍA CON KU-MALOOB-ZAAP

Para poder entender la relación que existe entre las estructuras del área de estudio y Ku-Maloob-Zaap, es necesario que en primera instancia no se pierda de vista el hecho de que estos dos complejos estructurales comparten una estratigrafía semejante que comprende rocas sedimentarias marinas y, en diferentes tiempos, el mismo tipo de esfuerzos tectónicos, siendo estos del tipo compresivo.

Los esfuerzos compresivos dieron pauta al desarrollo de estructuras sinclinales y anticlinales, generando así cinturones plegados, los cuales en ambos casos tuvieron la participación de horizontes de rocas evaporíticas, los cuales funcionaron como superficies de despegue que facilitaron el desplazamiento de los paquetes sedimentarios. Con la continua aplicación de los esfuerzos compresivos generaron sistemas de fallamiento inverso como respuesta a la necesidad de acomodar la deformación, resultando en el desarrollo de cabalgaduras en los flancos frontales de los pliegues.

Los sistemas de fallamiento lateral derecho comienzan su evolución en una última etapa de deformación, plegando primero a las diferentes estructuras regionales plegadas y a los propios sistemas de cabalgaduras y después con el progreso de la deformación su segmentación; estas fallas laterales derechas se propone que no solamente fueron una respuesta más a la necesidad de acomodar la deformación, sino que funcionaban también como zonas de transferencia que separaron, dentro del cinturón plegado y cabalgado de la Sierra Madre Oriental, áreas con mayor acortamiento y transporte tectónico que otras, canalizando a su vez en algunos casos cuerpos de rocas evaporíticas. Algo extraordinario por lo que se propone aquí como análogos es que este tipo de emplazamiento evaporíticos de tipo reactivos a la deformación han sido reconocidos en diferentes concentraciones a lo largo y ancho tanto del área de estudio como de Ku-Maloob-Zaap, en el Bloque Akal de las cuencas del Sureste mexicano, generaron un comportamiento reológico variado, por lo que es posible identificar estas fallas como límites entre zonas con altas concentraciones de rocas evaporíticas y zonas con concentraciones menores.

Esta característica particular que comparten ambas áreas, en referencia al comportamiento de los cuerpos de rocas evaporíticas, se interpreta que ocurre fundamentalmente porque las evaporitas fluyen hacia las zonas de menor presión; los planos de falla laterales precisamente

delimitan zonas verticales de liberación de esfuerzos con presiones menores, por lo que las rocas evaporíticas tienden a aprovechar estos planos y fluir a través de ellos. Es por eso por lo que es posible encontrar cuerpos de rocas evaporíticas a lo largo de los planos de falla lateral preferencialmente que sobre los tipos de cabalgaduras.

En las figuras 5.23 y 7.15 se presentan los mapas de las estructuras generales de Ku-Maloob-Zaap y Casillas, Nuevo León en ambas imágenes es posible observar que las dos áreas comparten el mismo tipo de estructuras que se han comentado en los párrafos anteriores; es decir, los sistemas de pliegues, las cabalgaduras, y los sistemas de fallas laterales derechas.

La figura 7.16 esquematiza la evolución estructural tanto del área de Casillas como de Ku-Maloob-Zaap. Se aprecia que en ambos casos se parte de un modelo plegado que posteriormente es afectado por fallas inversas que evolucionan a cabalgamientos; la disposición geométrica de los pliegues en este punto es distinta, pero la dinámica deformacional es la misma. Por último, las estructuras son cortadas por un sistema de fallas laterales derechas que al final funcionan como canales verticales para el emplazamiento de diapíros y paredes de sal.

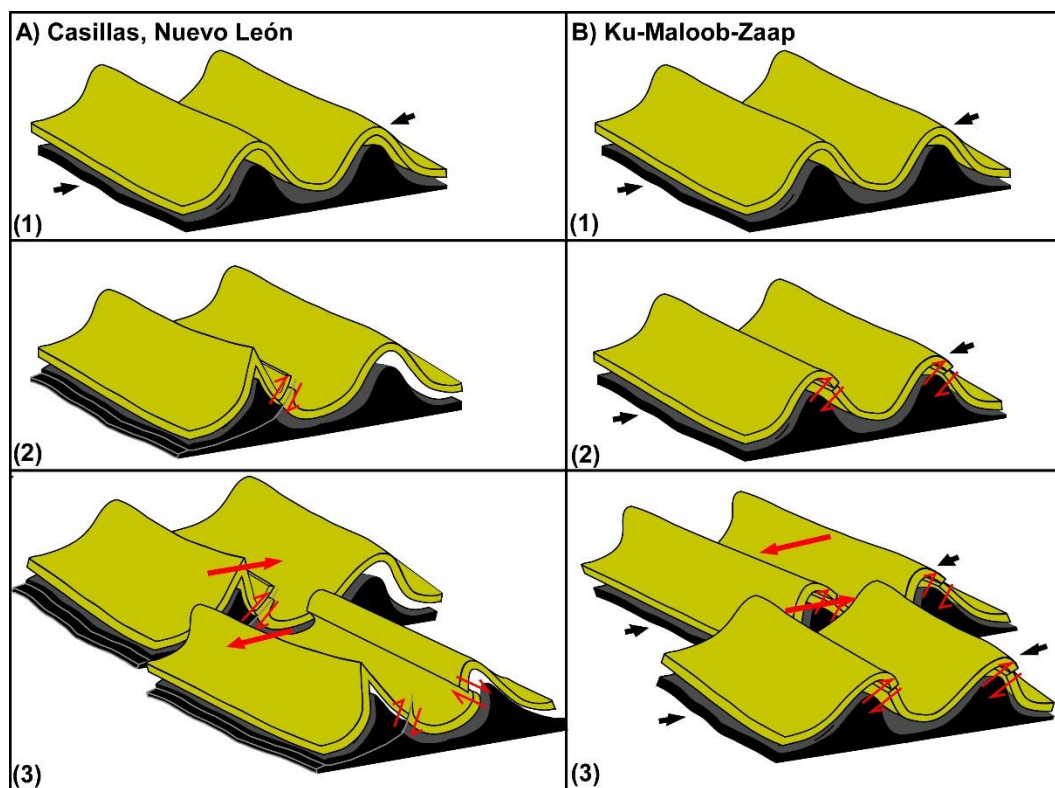


Figura 7. 16 Comparación de la evolución estructural entre Ku-Maloob-Zaap y Casillas, Nuevo León.

La geometría de la relación plegamiento-fallamiento para las estructuras de Ku-Maloob-Zaap sugiere que estas corresponden a pliegues de despegue fallados (Figura 7.17) (Mitra, 2002), estos se formaron por el notorio contraste existente entre el horizonte basal de rocas evaporíticas, y las unidades sedimentarias con mayor competencia que lo sobreyacen, además de que se asocia también al origen de estos un comportamiento deformacional que va progresivamente de un plegamiento de despegue a una propagación de fallas.

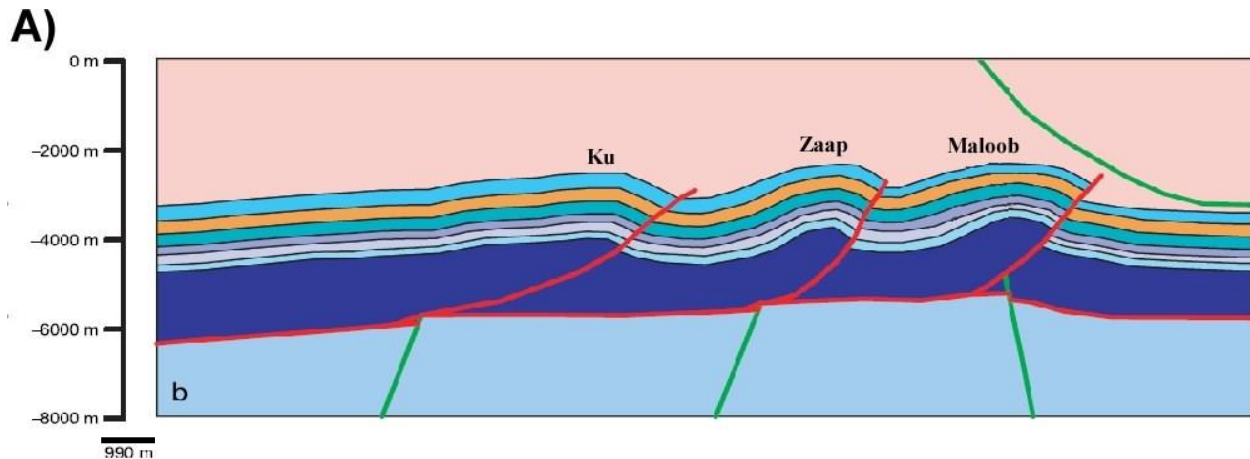


Figure 7.17 Secciones geológicas de las estructuras de Ku, Maloob y Zaap. El tipo de pliegues que puede apreciarse es el pliegue de despegue fallado. El inciso A) muestra un tren de pliegues de despegue relacionados a falla clásicos

Mitra *et al*, 2006 expone tres puntos principales por los cuales las estructuras de Ku-Maloob-Zaap son consideradas como pliegues de despegue fallados: 1) Los pliegues se encuentran nucleados por una unidad basal débil de sal, algo característico de los pliegues de despegue; los pliegues de propagación de falla se desarrollan típicamente dentro de un paquete sedimentario más homogéneo, 2) Las estructuras son relativamente redondas y no presentan una asimetría tan marcada como lo harían los pliegues por propagación de falla, y por último 3) Las estructuras se caracterizan por un desplazamiento del fallamiento relativamente pequeño en comparación a la longitud de onda y amplitud de las estructuras.

Sometiendo una de las secciones del área de Casillas (Figura 7.18) al análisis que hace Mitra *et al*, 2006 de los pliegues de Ku-Maloob-Zaap, es posible identificar algunas similitudes, por ejemplo el hecho de que ambas estructuras se encuentran nucleadas por cuerpos de rocas evaporíticas, y que en las primeras etapas de la deformación estas se comportaban como pliegues de despegue favorecidas por el horizonte de rocas evaporíticas; sin embargo, a medida que el

evento compresivo continuo, la geometría de los pliegues en Casillas evoluciono de manera distinta a las de Ku-Maloob-Zaap, notándose esto de manera particular en el anticlinal y sinclinal la Ventana, ya que a diferencia de la disposición estructural mostrada por Ku-Maloob-Zaap donde el fallamiento se relaciona a un solo anticlinal, en Casillas la cabalgadura afecta tanto a un anticlinal como a un sinclinal, lo que sugiere que este tren de pliegues se generó primero para posteriormente ser fallado. Un punto muy importante, es el hecho de que para el área de estudio el evento compresivo es mucho más notorio que en Ku-Maloob-Zaap, apoyando esta observación principalmente en el comportamiento del sinclinal y anticlinal La Ventana, así mismo, aunque en ambas secciones es posible observar que el desarrollo de estructuras sinclinales en ambas secciones es distinta, presentando en el caso del área de casillas un mayor ángulo interflanco.

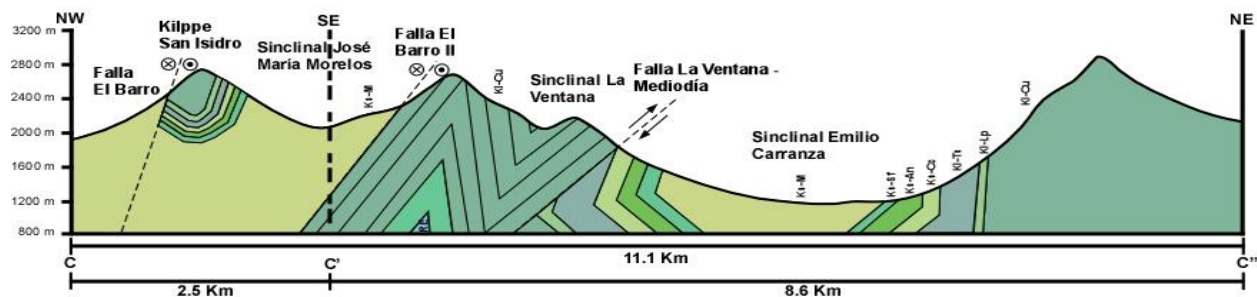


Figura 7.18 Sección del área de estudio y sus abreviaturas: **Ks -M:** Formación Méndez, **Ks – Sf:** Formación San Felipe, **Ks – An:** Formación Agua Nueva, **Ks – Cc:** Formación Cuesta del Cura, **Ki – Ts:** Formación Tamaulipas Superior, **Ki – Lp:** Formación La Peña, **Ki – Cu:** Formación Cupido, **RE:** Rocas Evaporíticas.

Entonces tomando en cuentas las diferencias y similitudes que es posible apreciar en las dos secciones, se establece que ambas estructuras, es decir, tanto la del área de Casillas como Ku-Maloob-Zaap, atienden a un tren de pliegues de despegue fallados, ya que ambos poseen un núcleo de rocas evaporíticas, aunque en ambos casos el desplazamiento no es idéntico, siendo mayor en Casillas.

CAPITULO 8

8 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La localidad de Casillas, Nuevo León en el municipio de Rayones es un área estructuralmente compleja, que presenta una serie de estructuras plegadas y cabalgadas, las cuales son afectadas por una serie de sistemas de fallamiento lateral derecho. La evolución de estos sistemas de fallas laterales son la respuesta directa a la necesidad de acomodar la deformación del área debido a un evento de transpresión tardía al acortamiento regional en la zona, desarrollado en una zona de rampa lateral dentro de la Sierra Madre Oriental. Estas estructuras evolucionan en interacción con una capa de rocas evaporíticas, las cuales fluyen a través de los planos de debilidad, es decir los planos de fallas, por lo que es posible encontrar a lo largo de estos, cuerpos remanentes de rocas evaporíticas expuestos en superficie.

La deformación, que se desarrolla de manera progresiva, se distingue por presentar tres diferentes etapas de generación de estructuras geológicas mayores en la zona, en primera instancia 1) desarrollo de una serie de anticlinales y sinclinales que controlan el relieve topográfico mayor en el área de investigación, 2) generación de sistemas de fallamiento inverso o cabalgamiento que afecta a las estructuras plegadas, aquí representado por la cabalgadura de la Sierra La Ventana – Medio Día y, en última instancia 3) el plegamiento de las estructuras previamente descritas que culminó con el desarrollo sistemas de fallamiento lateral derecho. Las diferentes secciones geológicas desarrolladas para el presente trabajo muestran el comportamiento de las estructuras en el área, exponiendo además la disposición actual de los remanentes de diapiros de evaporitas y quizás en algún momento el desarrollo de paredes de sal a través de las fallas laterales derechas tardías.

Estructuralmente el área de Casillas comparte similitudes con el complejo de yacimientos de hidrocarburos de mayor producción en México: Ku-Maloob-Zaap. Ambas zonas fueron sometidas a eventos tectónicos compresivos generando un sistema plegado que, posteriormente, experimentó cabalgamiento, para por último ser afectado por sistemas de fallamiento lateral derecho. Tanto en el área de Casillas como en Ku-Maloob-Zaap, después del desarrollo del

fallamiento lateral ocurrió flujo o emplazamiento de rocas evaporíticas, que a su vez en campos petroleros activos funcionan como sellos verticales en trampas de hidrocarburos, por lo que el área de Casillas presenta una excelente oportunidad de comprender la estructura y evolución de este tipo de trampas en los yacimientos de hidrocarburos activos en México.

Se recomienda realizar más campañas de cartografía a detalle para afinar el comportamiento de las unidades litológicas en el área, además de aumentar el número de datos estructurales para caracterizar mejor el control de las estructuras geológicas principales sobre desarrollo de fracturas naturales (rumbos y buzamientos). Así mismo, llevar a cabo un levantamiento sistemático y ordenado de un mayor número de familias de fracturas. Llevar a cabo un mapeo más fino de la distribución de los cuerpos de rocas evaporíticas en el área de Casillas, y finalmente, comprender como la sobreposición de las estructuras contribuyó a incrementar la porosidad secundaria de forma localizada y el incremento de la permeabilidad.

Por último, es recomendable realizar el análisis de los espesores de las unidades litológicas, para poder determinar de que manera afectó la movilización de las rocas evaporíticas la estratigrafía de la zona, aún se desconoce si la zona pudo estar sujeta a ascenso de evaporitas previo al acortamiento regional.

REFERENCIAS

- ACEVEDO, J. S., 1980, Giant fields of the southern zone— Mexico, in M. T. Halbouty, ed., Giant oil and gas fields of the decade 1968–1978, AAPG Memoir 30, p. 339– 385.
- ALLMENDINGER, R. W., JORDAN, T. E., KAY, S. M. & ISACKS, B. L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 25, 139-74.
- ALVARADO-MOLINA, J. B., 2004. Estudio mineralógico y geoquímico del NE de México en las formaciones La Casita, Taraises y Carbonera. Diss. Tesis de Licenciatura. Linares, Nuevo León, México., Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra.
- AMBROSE, W. A., T. F. WAWRZYNIEC, K. FOUAD, S. C. TALUKDAR, R. H. JONES, D. C. JENNETTE, M. H. HOLTZ, S. SAKURAI, S. P. DUTTON, D. B. DUNLAP, E. H. GUEVARA, J. MENESES ROCHA, J. LUGO, L. AGUILERA, J. BERLANGA, L. MIRANDA, J. RUIZ MORALES, R. ROJAS, and H. SOLÍS, 2003, Geologic framework of upper Miocene and Pliocene gas plays of the Macuspana Basin, southeastern Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 87, pp. 1411–1435
- ANDERSON, T. H. & SCHMIDT, V. A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 941-966.
- ANDERSON, E. M., 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. Oliver & Boyd Ed. Reprinted of the revised second edition, 1963, 206 págs.
- ANDERSON, T. H., & V. A. SCHMIDT, 1983, The evolution of middle America and the Gulf of Mexico—Caribbean Sea region during Mesozoic time: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 941–966.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des diedres droits. *BuLL. Soco Géol. France* (7), 19, 1309-1318.
- ANGELES AQUINO, F. J., REYES NUÑEZ J., QUEZADA-MUÑETÓN, J. M., 1992, Evolución tectónica de la Sonda de Campeche, estilos estructurales resultantes y su implicación en la generación y acumulación de hidrocarburos: II simposio de Exploración Petrolera, Instituto Mexicano del Petróleo, México D.F.
- ARAUJO-MENDIETA, J., & R. ARENAS-PARTIDA, 1986, Estudio tectónicosedimentario en el Mar Mexicano, estados de Chihuahua y Durango: *Sociedad Geológica Mexicana Boletín*, v. 47, p. 43–88.
- ATWATER, T. M., & STOCK, J. M. (1998). Pacific-North America Plate Tectonics of the Neogene Southwestern United States: An Update. *International Geology Review*, 40, 375-402.
- BAILEY, E. B., 1938. Eddies in mountain structure: *Geol. Soc. Londond Quart. Jour.*, v. 94, p. 607-625.

- BARTOK, P., 1993, Prebreakup geology of the Gulf of Mexico–Caribbean: Its relation to Triassic and Jurassic rift systems of the region: *Tectonics*, v. 12, p. 441–459.
- BEAUCHAMP, W., BARAZANGI, M., DEMNATI, A., & EL ALJII, M., 1996. Intracontinental rifting and inversión; Misour Basin and Atlas Mountains, Morocco. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 80, 1459-1482.
- BIDDLE, K. T., and WIELCHOWSKY, C. C., 1994. Hydrocarbon Traps, Chapter 13, p. 219 – 233.
- BOTT, M. H. P. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96, 109-117.
- BROWN, W. G., 1988, Deformational style of Laramide uplifts in the Wyoming foreland. In: *Interaction of the Rocky Mountains Foreland and the Cordilleran Thrust Belt*, (Ed) C. J. Schmidt and W. J. Perry, Jr. *Geological Society of America Memoir*, 171, 1-25.
- BUNGE, H. -P., & GRAND, S. P., 2000, Mesozoic plate-motion history below the northeast Pacific Ocean from seismic images of the subducted Farallon slab: *Nature*, v. 405, p. 337-340.
- BUTLER, R. W., 1992. Thrusting patterns in the NW French subalpine chains. *Annales Teconicae*, 6, 150-72.
- BUXFORT, A., 1916. Prognosen und befunde beim Hauenstembasis-und Grenchenberg-Tunnel und die Bedeutung der latzeren fur die Geologie des Juragebirges. *Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel*, 27, 181-205.
- CAMERLO, R. H., 1998, Geometric and kinematic evolution of detachment folds, the Monterrey salient, Sierra Madre Oriental, Mexico: Austin, Texas, Estados Unidos, The University of Theexas at Austin, tesis de maestríam 399 p.
- CAMPA-URANGA, M. F., & P. CONEY, 1983, Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040–1051.
- CANTÚ-CHAPA, A., 1969, Una nueva localidad del Triásico Superior marino en México: *Revista del IMP*, v. 1, p. 71-72
- CHAPA-GUERRERO, J. R. (1993). Massenbewegungen an Steilhängen der Sierra Madre Oriental im Grossraum Monterrey, México. *RWTH Mitt. Fur Ing. Geol. U. Hydrogeol.* 54, Aachen, Alemania, 165.
- CHARLESTON, S., 1981, A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico, *in* Schmidt, C. I., and Katz, S. B. eds, *Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Field Trip Guidebook*, Publication, v. 81-74, p. 28-36.
- CHÁVEZ-CABELLO, G. (1996). *Cartografía Geológica y Caracterización Geoquímica en Rocas Sedimentarias del Margen Sur del Cañón —La Huastecal*, Santa Catarina, Nuevo León, México. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León/Facultad de Ciencias de la Tierra, 103.

- CHÁVEZ-CABELLO, G., TORRES-RAMOS, J. A., PORRAS-VÁZQUEZ, N. D., COSSIO-TORRES, T., ARANDA-GÓMOEZ, J. J., 2011. Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañon Santa Rosa, Linares, Nuevo León. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen 63, Núm. 2, p. 253-270.
- CHÁVEZ-CABELLO, G., 2005. Deformación y magmatismo Cenozoicos en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México. Tesis Doctoral. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Querétaro, México, 266.
- CHENOWETH, P. A., 1972, Unconformity traps, *in* R. E. King, ed., *Stratigraphic oil and gas fields—classification, exploration methods, and case histories: AAPG Memoir 16*, p. 42-46.
- CHESTER, J. S., & CHESTER, F. M., 1990, Fault-propagation folds above thrust with constant dip. *Journal of Structural Geology*, 12, 903-10.
- CLAPP, F. G., 1917, Revision of the structural classification of the petroleum and natural gas fields: *Geological Society of America Bulletin*, v. 28, p. 553-602.
- CLAPP, F. G., 1929, Role of geologic structure in accumulations of petroleum, structure of typical American oil fields: *AAPG Bulletin*, v. 2, p. 667-716.
- CLARK, K. F., FOSTER, C. T., & DAMON, P. E. (1982). Cenozoic mineral deposits and subduction related to magmatic arcs in Mexico. *Geological Society of American Bulletin*, 93, 533-544.
- COBBOLD, P. R., SZATMARI, P., DEMERCIAN, L. S., COELHO, D. & ROSSELLO, E. A., 1995. Seismic and experimental evidence for thin-skinned horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporites, Deep-water Santos Basin, Brazil. In: Jackson, M. P. A., Roberts, D. G. & Snelson, S. (eds) *Salt Tectonics: global perspective*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 65, 305-321.
- CONEY, P. J., 1983, Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del sur y el Caribe. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, Vol. XV, No. 1, p. 7-10.
- CONEY, P. J., Campa, M. F., 1987. Lithotectonica Terrane Map of Mexico. US Geological Survey Map MF 1874-D.
- CONEY, P. J., & REYNOLDS S. J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature*, v. 270, p. 403-406.
- COMISIÓN NACIONAL DE HIDROCARBUROS (CNH), 2017. Producción Nacional de petróleo y gas.
- COOPER, M., 2007, Structural style and hydrocarbon prospectivity in fold and thrust belts: a global review, *en* Ries, A.C., Butler, R.W.H., Graham, R. H. (eds.), *Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward*: Londres, Geological Society of London Special Publication, 272, 447-472.
- CÓRDOBA, D. A., M. TARDY, J. C. CARFANTAN, M. F. CAMPA, & C. RANGIN, 1980, Le Mexique mésogéen et le passage au système cordillérain de type Californie, *in* J. Aubouin, J. Debelmas, and M. Latreille, eds., *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys: Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, no. 115, p. 18–29.

- DAMON, P.E.; CLARK, K. F.; & SHAFIQULLAH, M., 1983a, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1052-1071.
- DAMON, P.E.; SHAFIQULLAH, M.; ROLDÁN-QUINTANA, JAIME; & COCHÉ-MÉ, J. J., 1983b, El batolito Laramide (90-40 Ma) de Sonora: *Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional*, 15, Guadalajara, Jalisco, Memoria, p. 63-95.
- DANA, J. D., 1896. *Manual of geology*. 4th ed New York, American Book Company, 1987.
- DAVIS, D., SUPPE, J. & DAHLEN, F. A., 1983. Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, 88, 1153-72.
- de CSERNA, Z., 1979, Cuadro tectónico de la sedimentación y magmatismo en algunas regiones de México durante el Mesozoico: Programas y resúmenes del V Simposio sobre la Evolución Tectónica de México: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, p. 11–14.
- de CSERNA, Z., 1989, An outline of the geology of Mexico, *in* A. W. Bally and A. R. Palmer, eds., *The Geology of North America—An overview*, v. A: Geological Society of America, p. 233–264.
- DEBELMAS, J., 1989. On some key features of the evolution of the Western Alps. *NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences*, 259, 23-42.
- DELGADO-GARCÍA, G. (2005). *Cartografía y Análisis Estructural en la Porción Este del Anticlinal de San Juan Bautista, Santiago, Nuevo León, México*. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León/Facultad de Ciencias de la Tierra, 110.
- DENNIS, J. G., 1967, *International tectonic dictionary*: AAPG Memoir 7, 196 p.
- de GYVES, J. M., 1980. Geología de la Sonda de Campeche. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, Vol XXXII, Num 1.
- DÍAZ, T., MIXON, R., MURRAY, G., WEIDIE, A. E. J., WOLLEBEN, J., 1959, Mesozoic stratigraphy and structure, Saltillo-Galeana areas, Coahuila and Nuevo Leon, Mexico: San Antonio, Texas, South Texas Geological Society, field trip guidebook, 1-106.
- DI CROCE, J., 1995. Eastern Venezuela Basin: sequence stratigraphy and structural evolution. PhD thesis, Rice University, Houston.
- DICKINSON, W. R. & LAWTON, T. F. 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, no. 9, p. 1142-1160.
- DICKINSON, W. R., 1981, Plate tectonic evolution of the Southern Cordillera, *in* W. R. Dickinson and W. D. Payne, eds., *Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera*: *Arizona Geological Society Digest*, v. 14, p. 113–135.
- DICKINSON, W. R., & P. J. CONEY, 1980, Plate-tectonic constraints on the origin of the Gulf of Mexico, *in* R. H. Pilger, ed, *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central north Atlantic*: Louisiana State University, Baton Rouge, p. 27–36.

- DICKINSON, W. R., KLUTE, M. A., HAYES, M. J., JANECKE, S. U., LUNDIN, E. R., MCKITTICK, M. A., y otros., 1988. Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1023-1039.
- EGUILUZ DE ANTUÑANO, S. 1991. Interpretación geológica y geofísica de la Curvatura de Monterrey, en el noreste de México. *Revista de Ingeniería Petrolera*, 31, 25-39.
- EGUILUZ, A., MARIO, A. G., RANDALL, M., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LIII, p. 1-26.
- EGUILUZ, S. ARANDA, M. MARRETT, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Bol. Soc. Geol. Méx.* LUI: 1 - 26.
- EGUILUZ DE ANTUÑANO, S., ARANDA-GARCÍA, M., MARRETT, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1-26.
- ELENA, G. C., 2013, Caracterización del prisma de acreción del mesozoico temprano del occidente-centro de México: Implicaciones en la distribución regional de yacimientos minerales, en México.
- ENGLISH, J.; JOHNSTON, S. T.; & WANG, K., 2003, Thermal modeling of Laramide magmatism-testing of the flat subduction hypothesis: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 214, p619-632.
- EPARD, J. L., & GROSHONG, R. H., 1995. Kinematic model of detachment folding including limb rotation, fixed hinges and layer-parallel strain. In: 30 years of Tectonophysics: a special volume in honor of Gerhard Oertel (Ed), T. Engelder. *Tectonophysics*, 247, 85-103.
- ERSLEV, E. A., 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19, 617-620.
- FISHER, M. P., JACKSON, P. B., 1999, Stratigraphic controls on deformation patterns in fault-related folds: a detachment fold example from the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico: *Journal of Structural Geology*, 21, 613-633.
- FITZ-DIAZ, ELISA, *et al.*, 2014. "Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold-Thrust Belt (central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults." *International Geology Review* 56.6: 734-755.
- FRIEDMAN, M., HUGMAN, R. H., & HANDIN, J. (1980). Experimental folding of rocks under confining pressure, Part VIII: Forced folding of unconsolidated sand and lubricated layers of limestone and sandstone. *Geological Society of America Bulletin*, 91, 307-312.
- FRIZON DE LAMOTTE, D., MERCIER, E., OUTTANI, F., ADDOUM, B., GHANDRICHE, H., OUALI, J., y otros. (1998). Structural inheritance and kinematics of folding and thrusting along the front of the eastern Atlas Mountains, Algeria and Tunisia. In: *Peri-Tethys Memoir 3; Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms*, (Ed.) S. Crasquin-Soleau and E. Barrier. *Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle*, 177, 237-252.
- FROITZHEIM, N., MIINTENER, O., PUSCHNIG, A., SCHMID, S. M., & TROMMSDORFF, V. (1996). Der penninisch-ostalpine Grenzbereich in Graubünden und in der Val Malenco. Bericht über die gemeinsame Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft, der Schweizerischen

Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft und der Schweizerischen. Fachgruppe der Geophysiker, vol. 8, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89, 617-34.

<https://www.geologyin.com/2014/12/hydrocarbon-traps.html>. Consultado en Noviembre del 2017.

GIBBS, A. D. (1987). Linked tectonics of the northern North Sea basins. In: *Sedimentary Basins and Basin-forming Mechanisms*, (Ed.) C. Beaumont and A. J. Tankard. Atlantic Geoscience Society Special Publication, 5, 163-171.

GOLDHAMMER R. K., P. J. LEHMANN, R. G. TODD, J. L. WILSON, W. C. WARD, AND C. R. JOHNSON, 1991, Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guidebook: Gulf Coast Section, Society for Sedimentary Geology (SEPM), 85 p.

GOLDHAMMER, R. K., 1998a, Second-order accommodation cycles and points of “stratigraphic turnaround”: Implications for high-resolution sequence stratigraphy and facies architecture of the Cotton Valley Lime/Haynesville of the East Texas Salt Basin (abs): AAPG 1998 Annual Convention, Salt Lake City, Utah.

GOLDHAMMER, R. K., 1998b, Second-order accommodation cycles and points of “stratigraphic turnaround”: Implications for carbonate buildup reservoirs in Mesozoic carbonate systems of the East Texas Salt Basin and south Texas, in W. D. Demis and M. K. Nelis, eds., *West Texas Geological Society Publication* 98-105, p. 11–27.

GOLDHAMMER, R. K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds, *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado*, Geological Society of North America, Special Paper, 340, p. 1-58.

GOLDHAMMER, R.K., Y JOHNSON, C.A., 2001, Middle Jurassic-Uper Cretaceous Paleogeographic evolution and sequence stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim: in C. Bartolini, T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir* 75, p. 45-81.

GONZALEZ, H. M. G.; MIRANDA, P. L. R., y Flores, L. R., 1986, La carta de terrenos estratotectónicos de la República Mexicana. *Revista de Geografía*, v. 1, p. 27-44.

GONZÁLEZ G., R., Y HOLGUÍN Q., N., 1992, Geology of the source rocks of Mexico: 13th World Petrol. Congr., Proceed., v. XLI, p. 37-50

GÖTTE, M. (1990). Halotektonische Deformationsprozesse in Sulfatgesteinen der Minas Viejas-Formation (Oben-Jura) in der Sierra Madre Oriental, Nordost-Mexiko. TH Darmstadt, 270.

GRAY, G. G., & C. A. JOHNSON, 1995, Structural and tectonic evolution of the Sierra Madre Oriental, with emphasis on the Saltillo- Monterrey Corridor: A field guidebook, AAPG Annual Convention, Houston, Texas, p. 1–17.

GUZMAN, A. E., AND B. MARQUEZ-DOMINGUEZ, 2001, The Gulf of Mexico Basin south of the border, in M. W. Downey, J. C. Threet, and W. A. Morgan, eds., *Petroleum provinces of the twenty-first century: AAPG Memoir* 74, p. 337– 351.

- HAQ, B. U., J. HARDENBOL, & P. R. VAIL, 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: *Science*, v. 235, p. 1156–1166.
- HAYWARD, A. B. & GRAHAM, R. H. (1989). Some geometrical characteristics of inversion. *Geological Society Special Publications*, 44, 17-39.
- HEROY, W. B., 1941, Petroleum geology, in 1888-1938: *Geological Society of America 50th Anniversary Volume*, p. 535-536.
- HOBBS, B. E., MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F. 1976. An outline of structural geology. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- https://elpais.com/economia/2017/08/24/actualidad/1503530892_423947.html. Consultado en Diciembre del 2017.
- HUMPREY, W. E., & DÍAZ, T., 1954, Reconnaissance geology and road log of the Monterrey-Salttillo-Monclova highway field trip guidebook: *South Texas Geological Society*, p.
- IMLAY, R. W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico; pte. 4, Geology of the western part of the Sierra de Parras: *Geological Society of America Bulletin*, v. 47, p. 1091-1152.
- JAMISON, J. W., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, 9, 207-19.
- JAMISON, W. R., 1997. Quantitative evaluation of fractures on Monkwood Anticline: a detachment fold in the foothills of Western Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 81, 1110-32.
- JENNETTE, D., T. WAWRZYNIEC, K. FOUAD, D.B. DUNLAP, J. MENESES ROCHA, F. GRIMALDO, R. MUÑOZ, D. BARRERA, C.T. WILLIAMS-ROJAS, AND A. ESCAMILLA HERRERA, 2003, Traps and turbidite reservoir characteristics from a complex and evolving tectonic setting, Veracruz Basin, southeastern Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bull.*, V. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 87, pp. 1599–1622
- JASSO-SALDAÑA, J. J., 2007, Análisis cinemático de la zona de cabalgadura frontal de la Sierra Madre Oriental, Cañon El Alamar, Linares, Nuevo León, México, Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León|Facultad de Ciencias de la Tierra.
- JIA, D., WEI, G., CHEN, Z., LI, B., ZENG, Q., YANG G., 2006, Longmen Shan fold-thrust belt and its relation to the western Sichuan Basin in central China: New insights from hydrocarbon exploration: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90, 1425-1447.
- JOHNSON, C. A., G. G. GRAY, & R. K. GOLDHAMMER, 1991, Structure and tectonics of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt near Monterrey, northeastern Mexico (abs.): *AAPG Bulletin*, v. 75, p. 603.
- JOHNSON, K. M., & JOHNSON, A. M. (2002a). Mechanical models of trishear-like folds. *Journal of Structural Geology*, 24, 277-287.

- KEPPIE, J. D., 2004, Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey. *International Geology Review*, Vol. 46, p. 765 – 794.
- KIOUS, J. W., & TILLING R. I., 1996, This dynamic Earth-the story of plate tectonics: U.S. Geological Survey Special Publication, 77 p.
- KLEY, J., & EISBACHER, G. H. (1999). How Alpine or Himalayan are the Central Andes? *International Journal of Earth Sciences*, 88, 175-89.
- KULIK, D. M., & SCHMIDT, C. J. (1988). Region of overlap and styles of interaction of Cordilleran thrust belt and Rocky Mountain foreland. *Geological Society of America Memoir*, 170, 75-98.
- LAUBSCHER, H. P. (1992). The Alps: a transpressive pile of peels. In: *Thrust Tectonics*, (Ed.) K. R. McClay. London: Chapman and Hall, 277-85.
- LAWSON, A. E. (1993): “The Importance of Analogy: A Prelude to the Special Issue”, en *Journal of Research in Science Teaching*, 30 (10), pp. 1213-1214.
- LAWTON, F. T. & GILES, K. A. 1997, Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras – La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico, in *Field Trip: American Association Petroleum Geologists*, Dallas Geological Society, n. 10.
- LEHMANN, C., D. A. OSLEGER, & I. P. MONTANEZ, 1998, Controls on cyclostratigraphy of Lower Cretaceous carbonates and evaporites, Cupido and Coahuila platforms, northeastern Mexico: *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, p. 1109–1130.
- LEHMANN, C., OSLEGER, D. A., MONTANEZ, I. P., SLITER, W., ARNAUD-VANNEAU, A., & BANNER, J., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, p. 1010-1029.
- LEVORSEN, A. I., 1936, Stratigraphic versus structural accumulation: *AAPG Bulletin*, v. 20, p. 521-530.
- LEVORSEN, A. I., 1954, *Geology of Petroleum*, 1st ed.: San Francisco, W.H. Freeman and Co., 724 p.
- LEVORSEN, A. I., 1967, *Geology of Petroleum*, 2nd ed.: San Francisco, W.H. Freeman and Co., 724 p.
- LIMÓN G., M., 1989, Evaluación geológico-geoquímica de la provincia de Chihuahua: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 38, p. 3–58.
- LONSDALE, P., 1991. Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California. In: Dauphin, J. P., and Simoneit, B. R. T. (Eds.), *Gulf and Peninsular Provinces of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 47, 85-125.
- LÓPEZ-RAMOS, E., 1981, Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en México: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología* Revista, v. 5, no. 2, p.158–177.
- LOWELL, J. D., 1995. Mechanics of basin inversion from worldwide examples. In *Basin Inversion*, ed. J. G. Buchanan and P. G. Buchanan. Geological Society of London Special Publication, vol. 88, pp. 39-57.

- MACKENZIE, D. B., 1972, Primary stratigraphic traps in sandstones, *in* R. E. King, ed., Stratigraphic oil and gas fields— classification, exploration methods, and case histories: AAPG Memoir 16, p. 47-63.
- MAGOON, L. B. & W. G. DOW, eds., 1994, The petroleum system—from source to trap: AAPG Memoir 60, *Exxon Exploration Company Houston, Texas, U.S.A.*
- MARRETT, R., & ARANDA-GARCÍA, M. (1999). Structure and Kinematic Development of the Sierra Madre Oriental Fold-Thrust Belt México. In: Wilson, J.L., Ward, W.C., & Marrett, R. (Eds.). Stratigraphic and Structure of the Jurassic and Cretaceous platform and Basin System of the Sierra Madre Oriental. A field book and related papers. San Antonio Texas. Geological Society, American Association of Petroleum Geologists, 69-98.
- MARRETT, R., BENTHAM, P.A., 1997, Geometric analysis of hybrid fault-propagation/detachment folds: *Journal of Structural Geology*, 19, 243-248.
- MARSHAK, S., & WOODWARD, N. B. (1988). Introduction to cross section balancing. In: S. Marshak and G. Mitra, (Eds.), Basic methods of structural geology, Part II. Prentice Hall: Upper Saddle River, 303-332.
- MARTON, G., & R. T. BUFFLER, 1993, The southeastern Gulf of Mexico in the framework of the opening of the Gulf of Mexico Basin, *in* J. L. Pindell and B. F. Perkins, eds., Mesozoic and Early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region, a context for hydrocarbon exploration: Gulf Coast Section, Society for Sedimentary Geology (SEPM), 13th Annual Research Conference Proceedings, p. 51–67.
- MARTON, G., & R. T. BUFFLER, 1994, Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico Basin: *International Geology Review*, v. 36, p. 545–586.
- MCCLAY, K. R., 1995. The geometries and kinematics of inverted fault systems: a review of analogue model studies. In: Basin Inversion, (Ed.) J. G. Buchanan and P. G. Buchanan. Geological Society of London Special Publication, 88, 97-118.
- MCKEE, J. W., JONES, N. W., & LONG, L. E., 1990. Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 102, 593-614.
- MEDINA-ALEMÁN, J. J. (2001). Aplicación de un Sistema de Información Geográfica en el Acuífero Buenos Aires, Cañón —La Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León/Facultad de Ciencias de la Tierra, 114.
- MEDINA-BARRERA, F. (1996). Kleintektonische untersuchungen und standisicherheitsberechnungen mit hilfe der backanalysis an strabenböschungen der Sierra Madre Oriental, Mexiko (Curvatura von Monterrey im staat Nuevo León, strae La Palma-Rayones). *Mitt. ing.- u. hydrogeol*, 62, 194.
- MEDWEDEFF, D. A., 1989. Growth fault-bend folding at Southeast Lost Hills, San Joaquin Valley, California. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 73, 54-67.
- MELNYK, M.J., 1997, Structural geology of the Sierra Rancho Nuevo area, Sierra Madre Oriental, Northeastern Mexico: Hattiesburg, Mississippi, E.U.A., University of Southern Mississippi, tesis de maestría, 157 p.

- MENESES ROCHA J., 1990. Marco tectónico y paleogeográfico del Triásico Tardío-Jurásico en el sureste de México, Boletín AMGP, Vol. XXXIX, No. 2, p. 3-68.
- MENESES-ROCHA, J., YUREWICZ, D.A., 1999, Petroleum exploration and production in fold and thrust belts; ideas from a Hedberg research symposium: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 83, 889-897.
- MICHALZIK, D. (1987). Sedimentación y Sucesión de Facies en un Margen Continental Pasivo del Triásico al Cretácico Temprano del Noreste de la Sierra Madre Oriental, México. Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, 2, 27-31.
- MILTON, N. J., & G. T. BERTRAM, 1992, Trap styles: a new classification based on sealing surfaces: AAPG Bulletin, v. 76, p. 983-999.
- MITRA, G. & BOYER, S. E., 1986. Energy balance and deformation mechanisms of duplexes. Journal of Structural Geology, 8, 291-304.
- MITRA, S. & LESLIE W., 2003. Three-dimensional structural model of the Rhourde el Baguel field, Algeria. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 87, 231-50.
- MITRA, S., 1986. Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position, and hydrocarbon potential. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 70, 1087-112.
- MITRA, S., 1990. Fault-propagation folds: geometry, kinematics and hydrocarbon traps. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 74, 921-945.
- MITRA, S., 1993, Geometry and kinematic evolution of inversion structures: AAPG Bulletin, v. 77, no. 7, p. 1159-1191.
- MITRA, S., Duran Gonzalez J. A., García Hernandez J., Hernandez García S., & B. Subhotosh, 2006. Structural geometry and evolution of the Ku, Zaap, and Maloob structures, Campeche Bay, Mexico. AAPG Bulletin, v. 90, No. 10 (October 2006), pp. 1565 – 1584.
- MORAN-ZENTENO, D., 1994, The geology of the Mexican republic: AAPG Studies in Geology no. 39, 160 p.
- MURRAY, G. E., 1959, Introduction and regional geologic summary of fieldtrip área, southeastern Coahuila and western Nuevo Leon: South Texas Geological Society Field Trip Guidebook, p. A1-A4.
- NEMCOK, M., NEMCOK, J., WOJTASZEK, M. *et al.*, 2001. Reconstruction of Cretaceous rifts incorporated in the outer west Carpathian wedge by balancing. In The hydrocarbon potential of the Carpathian-pannonian region: Marine and petroleum geology, vol. 18, ed. S. Cloething, M. Nemcok, F. Neubauer, F. Horváth and P. Seifert, pp. 39-63.
- NEMČOK, M., SCHAMEL, S., & GAYER, R. (2005). Thrustbelts. New York: Cambridge University Press, 541.
- NORTH, F. K., 1985, Petroleum geology: Boston, Allen and Unwin, 553 p.

- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., SEDLOCK, R. L., & SPEED, R. C. (1994). Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. In: SPEED, R.C. (Ed.), Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: Geological Society of America, Decade of North American Geology Summary Volume to accompany the DNAG Continent-Ocean Transects Series, 265-306.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R. J., 1986, Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 25, no. 1, p. 157–206.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R. J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico (Ph. D. thesis): Autins, Texas, University of Texas, disertación doctoral, p. 217 (inédita).
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R. J., 1985. Las estructuras de la curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, vol. 6, Núm. 1, p. 1-20.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R. J., 1978b, Bosquejo geológico-estructural de la Sierra Madre Oriental en el área de Linares-Galeana-San Roberto, Estado de Nuevo León: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2, p. 45-54.
- PADILLA SIXTO, R., TOLEDO PIÑA, R., 2013. Evaluación de yacimientos naturalmente fracturados y retos por resolver. Artículo arbitrado. P. 138-161.
- PEGORARO, O., 1972. Application de la microtectonique a un etude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale). Thèse IIIème cycle, USTL Montpellier, 41 págs.
- PEMEX. “Las reservas de hidrocarburos de México”. 2008.
- PEMEX, 2010. Manifiesto de Impacto Ambiental: Plataforma de Generación Eléctrica PG-Zaap-C y Cable Submarino, Capítulo IV.
- PERRODON, A., 1983, Dynamics of oil and gas accumulations: Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, Memoir 5,368 p.
- PHILIP, H. ROGOZHIN, E., CISTERNAS, A., BOSQUET, J. C., BORISOV, B., & KARAKHANIAN, A., 1992. The Armenian earthquake of 1988 December 7: faulting and folding, neotectonics and paleoseismicity. *Geophysical Journal International*, 110, 141-158.
- PICHA, F.J., 1996, Exploring for hydrocarbons under thrust belts; a challenging new frontier in the Carpathians and elsewhere: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 80, 1547-1564.
- PILGER R. H. JR., 1981. The opening of the Gulf of Mexico: Implications for the Tectonic Evolution of the Northern Gulf Coast. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 31, p. 377-381.
- PINDELL, J. L. & DEWEY, J. F., 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: *Tectonics*, v. 1, p. 179-211.

- PINDELL, J. L., 1985, Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean: *Tectonics*, v. 4, p. 1-39.
- PINDELL, J. L., 1993, Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution, *in* J. L. Pindell and B. F. Perkins, eds., *Mesozoic and Early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region, a context for hydrocarbon exploration: Gulf Coast Section, Society for Sedimentary Geology (SEPM) Foundation, 13th Annual Research Conference Proceedings*, p. 251-274.
- PINDELL, J. L., & BARRETT, S. F., 1990: Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective, *The Geology of North America*, v. H, The Caribbean Region. The Geological Society of America, p. 405-432.
- PINDELL, J. L., & DEWEY, J. F., 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of México/Caribbean region: *Tectonics*, v. 1, p. 179-211.
- PINDELL, J. L., & S. F. BARRETT, 1990, Geological evolution of the Caribbean region: A plate-tectonic perspective, *in* J. E. Case and G. Dengo, eds., *Caribbean Region, a context for hydrocarbon exploration: Gulf Coast Section, Society for Sedimentary Geology (SEPM) Foundation, 13th Annual Research Conference Proceeding*, p. 251-274.
- PINDELL, J. L., & S. F. BARRETT, 1990, Geological evolution of the Caribbean region: A plate-tectonic perspective, *in* J. E. Case and G. Dengo, eds., *Caribbean Region: Geological Society of America, The geology of North America*, v. H., p. 405-432.
- PINDELL, J. L., KENNAN, L. 2001a. Kinematic evolution of the Gulf of México and Caribbean. *Transactions, Petroleum systems of deepwater basins: global and Gulf of Mexico experience. GCSSEPM 21st Annual Research Conference, Houston, Texas, GCSSEPM*, 193-220.
- PINDELL, J. L., S. C. CANDE, W. C. PITMAN III, D. B. Rowley, J. F. Dewey, J. Labrecque, and W. Haxby, 1988, A plate kinematic framework for models of Caribbean evolution: *Tectonophysics*, v. 155, p. 121-138.
- POBLET, J., 2004. Geometría y cinemática de pliegues relacionados con cabalgamientos. *Trabajos de Geología: Universidad de Oviedo*, 24: 127-146.
- POBLET, J. & LISLE R. J., 2011. Kinematic evolution and structural styles of fold-and-thrust belts. *Geological Society, London, Special Publications*, 349, 1-24.
- PORRAS-VÁZQUEZ, N. D., 2008, Análisis estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el área Cañon Santa Rosa, Linares, Nuevo León, México, Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León/Facultad de Ciencias de la Tierra.
- PRADO-GÓMEZ, E., 1997. Aplicación de métodos geofísicos (SEV's) para investigar zonas de canales de graas en el área de Hualahuises-Linares, Nuevo León, México. Tesis de Licenciatura. Linares, Nuevo León, México. Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra.
- PRICE, R. A., 1981. The cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. *In: Coward, M. P. and McClay, D. R. (Eds), Thrust and Nappe Tectonics, Geological Society of London, Special Publication*, 9, 427-448.

- PROST, G., AND M. ARANDA, 2001, Tectonics and hydrocarbon systems of the Veracruz Basin, Mexico, in C. Bartolini, T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75*, p. 271–291.
- PRUCHA, J. J., GRAHAM, J. A., & NICKELSEN, R. P. (1965). Basement-controlled deformation in Wyoming Province of Rocky Mountains Foreland. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49, 966-992.
- RAMÍREZ-PEÑA, C. & CHÁVEZ-CABELLO, G. (2017). Age and structural evolution of thin skinned deformation in Zacatecas México: Evidence of sevier orogeny in the Mexican Fold Thrust Belt. *Journal of South American Earth Sciences*. 76.
- RAMSAY, J.G., (1967) *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, pp. 568.
- RECHES, Z. (1978). Analysis of faulting in three-dimensional strain field. *Tectonophysics*, 47, 109-129.
- RECHES, Z. (1983). Faulting of rocks in three-dimensional strain fields: 11. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, 95, 133-156.
- RECHES, Z., & JOHNSON, A. M. (1978). Theoretical analysis of monoclines. In: *Laramide Folding Associated with Basement Block Faulting in the Western United States*, (Ed.) V. Mathews III. Geological Society of America Memoir, 151, 273-331.
- RICH, J. L., 1934. Mechanics of low angle overthrust faulting as illustrated by the Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, Tennessee. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 18, 1594-96.
- RICOU, L. E. (1996). *The Plate Tectonic History of the Past Tethys Ocean*. New York: Plenum Press.
- RITTENHOUSE, G., 1972, Stratigraphic trap classification, in R.E. King, ed., *Stratigraphic oil and gas fields—classification, exploration methods, and case histories: AAPG Memoir 16*, p. 14-28.
- ROBLES SÁNCHEZ, A., 2010. Tesis de Licenciatura: Comportamiento de la permeabilidad en núcleos naturalmente fracturados. UNAM. Capítulo III, p. 26.
- ROCKWELL, T. K., KELLER, E. A. & DEMEBROFF, G. R., 1988. Quaternary rate of folding of the Ventura anticline, western Transverse Ranges, southern California. *American Geological Society Bulletin*, 100, 850-858.
- ROSS, M. I., AND C. R. SCOTese, 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: *Tectonophysics*, v. 155, p. 139–168.
- ROURE, F., ROCA, E. AND SASSI, W., 1993. The Neogene evolution of the outer Carpathian flysch units (Poland, Ukraine and Romania): kinematics of a foreland/fold-and-thrust belt system. *Sedimentary geology*, 86, 177-201.
- ROWAN, M. G., PEEL, F. J. AND VENDEVILLE, B. C., 2004. Gravity driven foldbelts on passive margins. In *thrust belts and petroleum systems: AAPG Memoir* (In press).

- ROYDEN, L. H., 1993. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics*, 12, 303-325.
- RUHL, T. S. (2003): "Analogies Coming Out Our Ears!", Altoona Family Physicians Residency of Altoona Hospital Center for Medicine, <http://www.altoonafp.org/special_analogies.htm> [consulta: marzo 2005].
- SALVADOR, A. 1991b. Triassic-Jurassic. In: Salvador, A. (Ed.), *The Gulf of Mexico basin*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *Geology of North America*, J, 131-180
- SALVADOR, A., 1987, Late Triassic–Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin: *AAPG Bulletin*, v. 71, p 419–451.
- SALVADOR, A., 1991c, Origin and development of the Gulf of Mexico basin, *in* A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin*: Geological Society of America, *The geology of North America*, v. J, p. 389–444.
- SALVADOR, A., & A. R. GREEN, 1980, Opening of the Caribbean Tethys, *in* J. Aubouin *et al.*, coordinators, *Geologie de Chaines Alpines Issues de la Tethys—Geology of the Alpine chains born of the Tethys*: Bureau Recherche Geologique Minerieres, *Memoir no. 115*, p. 224–229.
- SALVADOR, A., & GREEN, A., 1980, Opening of the Caribbean Tethys (Origin and development of the Caribbean and the Gulf of Mexico), *in* Aubouin, J., *et al.*, eds., *Géologie des chaines alpines issues de la Téthys*: *Bulletin du Bureau de recherches géologiques et minières Memories v. 115*, p. 224-229.
- SALVADOR, A., ed., 1991a, *The Gulf of Mexico Basin*: Geological Society of America, *The geology of North America*, v. J, 568 p.
- SANTIAGO-ACEVEDO, J. y MEJIA DAUTT, O., 1980, Giant field in the southeast of Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Trans.*, v. 30, p. 1 -31.
- SANTIAGO, J., y A. BARO, 1992, Mexico's giant fields, 1978 – 1988 decade, *in* M. T. Halbouty, ed., *Giant oil and gas fields of the decade 1978-1988*: *AAPG Memoir 54*, p. 73-99.
- SANTIAGO-ACEVEDO, J., CARRILLO BRAVO, J. Y MARTELL ANDRADE, B., 1984, *Geología Petrolera de México*, *in*, D. Marmissolle-Daguerre (Ed.), *Evaluación de Formaciones en México*, Schlumberger, p. I.1-I36
- SAWLAN, M. G., & SMITH, J. G. (1984). Petrologic characteristics, age and tectonic settings of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, México. In: Frizzel, V. A. (Ed.), *Geology of the Baja California península*. Pacific Section. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 237-251.
- SCOTT, R. W., 1993, Cretaceous carbonate platform, U.S. Gulf Coast, *in* J. A. T. Simo, R. W. Scott, and J.-P. Masse, eds., *Cretaceous Carbonate Platforms*: *AAPG Memoir 56*, p. 97–110.
- SCOTT, R. W., S. H. FROST, & B. L. SHAFFER, 1988, Early Cretaceous sealevel curves, Gulf Coast and southeastern Arabia, *in* S. Wilgus *et al.*, eds., *Sea level changes—an integrated approach*: Society for Sedimentary Geology (SEPM) *Special Publication no. 42*, p. 275–284.

- SEDLOCK, R. L., FERNANDO ORTEGA-GUTIERREZ, & R. C. SPEED, 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America Special Paper 278, 153 p.
- SEDLOCK, R., L., FERNANDO, O., ROBERT, C., S., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico, The Geological Society of America, Inc, Special Paper 278; p. 1-114.
- SERVÁIS, M., E. CUÉVAS-PÉREZ, & O. MONOD, 1986, Une section de Sinaloa a San Luis Potosí: Nouvelle approche de l'évolution du Mexique nord-occidental: Bulletin of the Geological Society of France, v. 8, no. 2, p. 1033–1047.
- SERVÁIS, M., R. ROJO, & D. COLORADO-LIEVANO, 1982, Estudio de las rocas básicas y ultrabásicas de Sinaloa y Guanajuato: Postulación de un paleo-golfo de Baja-California y de una digitación tethysian en México central, México: Geomimet Revista no. 115 (3a epoca), p. 53–71.
- STEARNS, D. W. (1978). Faulting and forced folding in the Rocky Mountains foreland. In: Laramide Folding Associated with Basement Block Faulting in the Western United States, (Ed.) V. Matthews. Geological Society of America Memoir, 151, 1-37.
- STOCKLIN, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52, 1229-58.
- SUESS, E., 1904. The face of the Earth, v. 1: Trans. From 1884 ed. By H. B. C. Sollas, Oxford, Oxford University Press, 604 p.
- SUPPE, & D. A. MEDWEDEFF, 1984, Fault-propagation folding: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 16, p. 670.
- SUPPE, J., 1983, Geometry and kinematics of belt-bend folding: American Journal of Science, v. 253, p. 648-721.
- SUPPE, J., 1985, Principles of structural geology: Englewood Cliffs, NJ, Prentice-Hall, 533 p.
- SUPPE, J., 1985. Principles of structural geology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- TARDY, M., 1977, Essai sur la constitution de l'évolution paléogéographique et structurale de la partie septentrionale du Mexique au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque: Bulletin Geological Society of France, v. 19, p. 1297–1308.
- TARDY, M., 1977, Essai sur la constitution de l'évolution paléogéographique et structurale de la partie septentrionale du Mexique au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque: Bulletin Geological Society of France, v. 19, p. 1297–1308. Tardy, M., J.-C. Carfantan, and C. Rangin
- THORNBURG TM, KULM LD (1987), Sedimentation in the Chile Trench: depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy. Geol Soc Am Bull 98:33-52.
- TODD, R. G., & R. M. MITCHUM JR., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 8: Identification of Upper Triassic, Jurassic, and Lower Cretaceous seismic sequences in Gulf of Mexico and offshore west Africa, in C. E. Payton, ed., Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir 26, p. 145-163.

- TORRES-RAMOS, J. A. (2004). Análisis Estructural en el Cañón —La Escalerall, Porción Oeste del Anticlinal de —San Blas, Santa Catarina, Nuevo León, México. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León/Facultad de Ciencias de la Tierra, 144.
- TORRES-RAMOS, J. A., 2011. Análisis geométrico y cinemático del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental entre los cañones La Boca y Santa Rosa, Estado de Nuevo León, Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, p. 35.
- TORRES-RAMOS, J. A., 2011. Análisis geométrico y cinemático del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental entre los cañones La Boca y Santa Rosa, Estado de Nuevo León: Linares, Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de maestría, p. 117.
- TORRES, R., RUIZ, J., PATCHETT, J., GRAJALES, J. M., 1999. Permo-Triassic continental arc in Eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America. Geological Society of America, Special Paper 340.
- TREIMAN, J. E., 1995. Surface faulting near Santa Clarita. California Division of Mines and Geology Special Publication, 116, 103-10.
- TREVIÑO-HERNÁNDEZ, N. G. (2007). Análisis cinemático en mesoestructuras del cañón Boquillas, porción centro-sur del anticlinal San Juan Bautista, en la saliente de Monterrey, Santa Catarina, N. L., México. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León/Facultad de Ciencias de la Tierra, 86.
- TWISS R. J. & MOORES, E. M. 1992. Structural geology. W. H. Freeman & Company, New York.
- UNDERDOWN, R. & REDFERN, R., 2008. Petroleum generation and migration in the Ghadames Basin, north Africa: A two-dimensional basin-modeling study. AAPG Bulletin, v. 92, No. 1 (January 2008, pp. 53 - 76).
- VAIL, P., R. J. HARDENBOL, & R. G. TODD, 1984, Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy, *in* J. S. Schlee, ed., Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation: AAPG Memoir 36, p. 129–144.
- VALENCIA -MORENO, MARTÍN, 1998. Geochemistry of Laramide granitoids and associated porphyry copper mineralization in NW Mexico: Tucson, University of Arizona, disertacion doctoral, 164 p. (inédita).
- VALENCIA-MORENO, MARTÍN & ORTEGA-RIVERA, AMABEL, 2011. Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el noroeste de México-evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide), *in* Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 7, p. XXX-XXX, 25 figs.
- VAN DER VOO, R, F. J. MAUK, & R. B. FRENCH, 1976. Permian Triassic continental configuration and the origin of the Gulf of Mexico. Geology, Vol. 4, pp. 177-180.
- VINIEGRA O., F., 1971, Age and evolution of Salt basins of southeastern México: American Association of Petroleum Geologists Bull., v. 55, p. 478-494.

- VON HUENER, R. & SCHOLL, D. W. 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, 29, 279-316.
- WALL, J. R., MURRAI, G. E., & DÍAZ, G. T., 1961, Occurrence of intrusive gypsum and its effects on structural forms in Coahuila marginally folded province of northeastern Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 45, p. 1504-1522.
- WEBER, J. K., G. MANDL, W. F. PILAAR, F. LEHNER, & R. G. PRECIOUS, 1978, The role of faults in hydrocarbon migration and trapping in Nigerian growth structures: *Offshore Technology Conference*, Paper 33356, p. 2643-2652.
- WILHELM, O., 1945, Classification of petroleum reservoirs: *AAPG Bulletin*, v. 29, p. 1537-1579.
- WILKERSON, M. S., & MARSHAK, S. (1997). Fold-thrust-belts---an essay. In: B. A. van der pluijm and S. Marshak (Eds.), *Earth structure*: US Division, WCB/McGraw-Hill, 444-474.
- WILLIAMS-ROJAS, C. T. & HURLEY, N. F., 2001, Geologic controls in reservoir performance in Muspac and Catedral gas fields, Southeastern Mexico, *in* Bartolini, C., Buffler, R. T. y Cantú-Chapa, A. (Editores), *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins and Petroleum Systems*: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75.
- WILSON, J. L., 1990, Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico: A review, *in* M. Tucker *et al.*, eds., *Carbonate platforms, facies, sequences and evolution*: International Association of Sedimentologists Special Publication no. 9, p. 235-255.
- WILSON, J. L., 1990: Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Northeastern México.- a review: *in*: *Contribuciones al Cretácico de México y América Central*. Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra/ Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, Nuevo León, México. V. 4, p. 5-45.
- WILSON, J. R., WARD, W. C., AND FINNERMAN, J., 1984, A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems, Monterrey-Salttillo area, northeast Mexico, Gulf Coast Section: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 76 p.
- WILSON, W. B., 1934, Proposed classification of oil and gas reservoirs, *in* W. E. Wrather and F. M. Lahee, eds., *Problems of petroleum geology*: AAPG Sidney Powers Volume, p. 433-445.
- WINKER, C. D. & BUFFLER, R. T., 1988. Paleogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean): *American Association of Petroleum Geologists Bull.*, v. 72, p. 318-346.
- WITHJACK, M. O., OLSON, J., & PETERSON, E. (1990). Experimental models of extensional forced folds. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74, 1038-1054.
- WORRALL, D. M. & SNELSON, S. 1989, Evolution of the northern Gulf of México, with emphasis on Cenozoic growth faulting and the role of salt. *In*: Bally, A. W. & Palmer, A. R. (eds) *The geology of North America: an Overview*. Geological Society of America, Boulder, 97-138.

- YE, H., 1997, The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infilling of a recess along the southwestern North American continental margin, *in* K. Soegaard, K. Giles, F. Vega, and T. Lawton, eds., Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous–early Tertiary Parras–La Popa Foreland Basin near Monterrey, Mexico: AAPG Field Trip Guidebook, Field Trip no. 10, AAPG Annual Meeting, Dallas, Texas, p. 82–115.
- YE, H., 1997, The arcuate Sierra Madre Oriental Orogenic Belt, NE Mexico: Tectonic infilling of a recess along the southwestern North America continental margin in Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, Northeast Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin Field Trip #10.
- YIELDING, G., JACKSON, J. A., KING, G. C., SINVAL, H., VITAFINZI, C., & WOOD, R. M., 1981, Relations between surface deformation, fault geometry, seismicity and rupture characteristics during the El Anam (Algeria) earthquake of 10 October. *Earth and planetary Science Letters*, 56, 287-304.
- YUREWICZ, D. A., T. B. MARLER, K. A. MEYERHOLTZ, & F. X. SIROKY, 1993, Early Cretaceous carbonate platforms, north rim of the Gulf of Mexico, Mississippi and Louisiana, *in* J. A. T. Simo, R. W. Scott, and J.-P. Masse, eds., Cretaceous Carbonate platforms: AAPG Memoir 56, p. 35-50.
- ZHOU, Y., MURPHY, M. A., 2006. Structural development of the Peregrina-Huizachal Anticlinorium, Mexico: *Journal of Structural Geology*, 28, 494-507.





UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
Facultad de Ciencias de la Tierra

Anexo I
Mapa Geológico del Área de Estudio
Casillas, Nuevo León

"Análisis Geométrico y Cinemático de Pliegues
Relacionados a Fallas que Representan análogos
a trampas de hidrocarburo en el Golfo de México"

Ing. Sahid Abdel Ruiz Cantú

SIMBOLOGÍA

Estructuras

- Sección A
- Sección B
- Sección C
- Rumbo y buzamiento
- Eje de Sinclinal
- Eje de Anticlinal
- Cabalgadura

Cuaternario

- Conglomerado
- Aluvión

Cretácico Superior

- Fm. Méndez
- Fm. San Felipe
- Fm. Agua Nueva

Cretácico Superior-Inferior

- Fm. Cuesta Del Cura

Cretácico Inferior

- Fm. Cupido
- Fm. La Peña
- Fm. Taraises Sup
- Fm. Tamaulipas Superior

Jurásico Superior

- Yesos



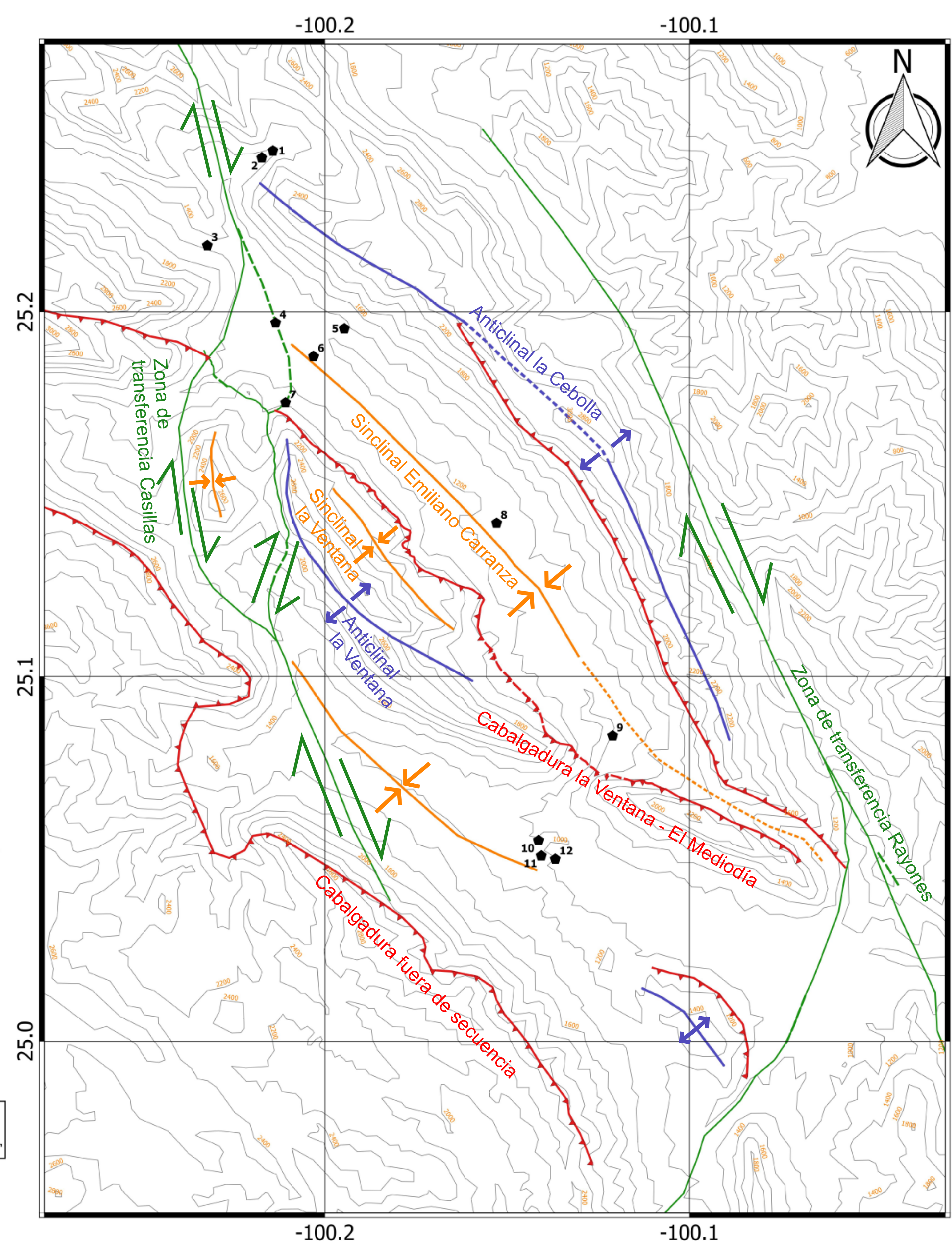
Escala Gráfica

1 0 1 2 3 4 km



-Proyección:
UTM Zona 14

-Datúm:
WGS84



Anexo II

